

55(521.82)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

岡山(12)第38号

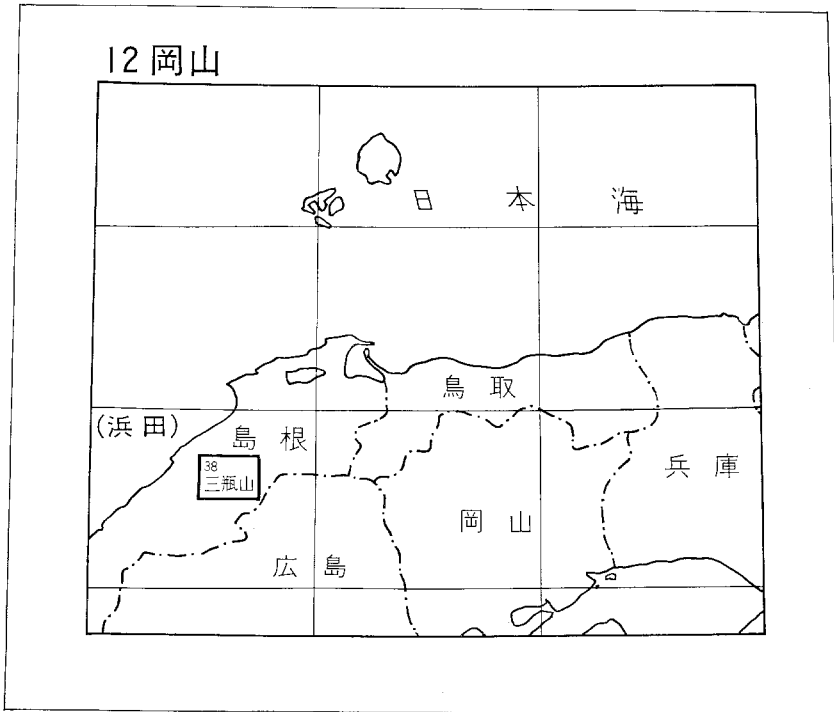
三 瓶 山 地 域 の 地 質

服部 仁・鹿野和彦・鈴木隆介  
横山勝三・松浦浩久・佐藤博之

昭和 58 年

地 質 調 査 所

位置図



( )は1:200,000 図幅名

## 目 次

I. 地 形 .....	2
I. 1 概説 .....	2
I. 2 石見高原の地形 .....	3
I. 3 三瓶火山の地形 .....	5
II. 地質概説 .....	9
III. 白亜紀後期—古第三紀火山岩類及び花崗岩類 .....	13
III. 1 研究史 .....	13
III. 2 概要 .....	17
III. 3 新造寺山流紋岩類及び邑智層群 .....	20
III. 3. 1 概要 .....	20
III. 3. 2 新造寺山流紋岩類 .....	20
III. 3. 3 邑智層群 .....	21
III. 4 灰屋川斑れい岩及び志君花崗閃緑岩 .....	24
III. 4. 1 灰屋川斑れい岩 .....	24
III. 4. 2 志君花崗閃緑岩 .....	25
III. 5 赤名花崗閃緑岩及び川本花崗閃緑岩 .....	26
III. 5. 1 赤名花崗閃緑岩 .....	26
III. 5. 2 川本花崗閃緑岩 .....	27
III. 6 高畑花崗岩及び乙原花崗岩 .....	28
III. 6. 1 高畑花崗岩 .....	28
III. 6. 2 乙原花崗岩 .....	30
III. 7 高山層群 .....	32
III. 7. 1 概要 .....	32
III. 7. 2 高山火山岩類 .....	32
III. 7. 3 連水火山岩類 .....	36
III. 7. 4 八神火山岩類 .....	41
III. 7. 5 場抱川火山岩類 .....	43
III. 8 酒谷トータル岩及び奥山トータル岩 .....	44
III. 8. 1 酒谷トータル岩 .....	44
III. 8. 2 奥山トータル岩 .....	45
III. 9 石見花崗岩 .....	45
III. 10 川内層群, 戸風呂谷層及び小松地デイスイト層 .....	48
III. 10. 1 概要 .....	48

III. 10. 2	川内層群	49
III. 10. 3	戸風呂呂谷層	50
III. 10. 4	小松地デイスイト層	52
III. 11	槇原複合岩体	54
III. 12	古第三紀岩脈類	54
III. 13	白亜紀後期—古第三紀の火成活動に関する考察	60
IV.	新第三系	64
IV. 1	概説	64
IV. 2	波多層	68
IV. 2. 1	成砕屑岩層	68
IV. 2. 2	松笠火山岩層	71
IV. 2. 3	寺谷安山岩層	71
IV. 2. 4	柄栗石英安山岩層	71
IV. 2. 5	戸蔵川火山岩層	72
IV. 3	川合層	73
IV. 4	久利層	74
IV. 5	大森層	79
IV. 6	貫入岩類	79
IV. 6. 1	野田山複合岩体	79
IV. 6. 2	その他の貫入岩類（新第三紀岩脈類）	80
V.	第四系	80
V. 1	概要	80
V. 2	都野津層群	80
V. 2. 1	水上層	83
V. 2. 2	大江高山火山噴出物	87
V. 3	アルカリかんらん石玄武岩	89
V. 4	河成段丘堆積物	90
V. 5	崖錐堆積物及び沖積錐堆積物	92
V. 6	湖成堆積物	92
V. 7	現河成堆積物	93
VI.	三瓶火山噴出物	93
VI. 1	概説	93
VI. 1. 1	研究史	93
VI. 1. 2	地質概要	93
VI. 2	古三瓶期噴出物	96
VI. 2. 1	森田山溶岩	96

VI. 2. 2	古期火山灰層	97
VI. 2. 3	古三瓶溶岩（第1期噴出物中の角礫）	99
VI. 3	三瓶火山第1期噴出物	100
VI. 3. 1	三瓶ベースサージ堆積物	100
VI. 3. 2	三瓶火砕流堆積物	103
VI. 3. 3	三瓶降下火山灰層	107
VI. 4	三瓶火山第2期噴出物	108
VI. 4. 1	上山ベースサージ堆積物	108
VI. 4. 2	日影山溶岩	111
VI. 4. 3	小田ベースサージ堆積物	111
VI. 4. 4	小田火砕流堆積物	112
VI. 5	三瓶火山第3期噴出物	113
VI. 5. 1	三瓶降下軽石堆積物	113
VI. 5. 2	多根火砕流堆積物	114
VI. 5. 3	北の原溶岩流	114
VI. 5. 4	三瓶円頂丘溶岩	115
VI. 6	三瓶火山第4期噴出物	116
VI. 6. 1	太平山火砕流堆積物	116
VI. 6. 2	太平山降下火砕流堆積物	121
VI. 7	三瓶火山の形成史	124
VI. 8	三瓶火山噴出物の岩石	133
VI. 8. 1	岩石の記載	133
VI. 8. 2	岩石の化学組成	137
VI. 8. 3	鉱物の化学組成	139
VII.	地質構造	143
VIII.	応用地質	145
VIII. 1	概要	145
VIII. 2	金属鉱床	146
VIII. 3	非金属鉱床	147
VIII. 4	砕石、石材及び砂利	148
VIII. 5	温泉及び鉱泉	148
VIII. 6	自然災害	150
VIII. 7	地震	152
文 献		154
Abstract		163

## 付図・付表・図版目次

第1図	三瓶火山周辺の接峰面図	2
第2図	三瓶山図幅及び周辺のリニアメント分布図	3
第3図	西方上空から見た三瓶火山	6
第4図	写真(第3図)の説明図	6
第5図	東方上空から見た三瓶火山	7
第6図	写真(第5図)の説明図	7
第7図	中国地方中部における地質の概略図	14
第8図	白亜紀後期火山岩類の分布図	21
第9図	邑智町湯抱西方における邑智層群の岩相変化を示すルートマップ	22
第10図	邑智町西方惣森付近における邑智層群の産状を示すルートマップ	23
第11図	灰屋川斑れい岩中を貫く石英閃緑岩などの細脈	25
第12図	古第三紀前期侵入岩類の分布図	26
第13図	奥山トータル岩中に捕獲された高畑花崗岩の岩塊	29
第14図	赤名花崗閃緑岩(Gd)を貫く乙原花崗岩(下刀根岩体, G)とその周縁相(Ap)の 関係を示すスケッチ図	31
第15図	高山層群に所属する4つの火山岩類の分布図	32
第16図	邑智層群と高山層群との間の不整合関係を示す露頭のスケッチ	33
第17図	高山層群高山火山岩類の柱状図	34
第18図	高山火山岩類の安山岩溶岩に見られる水中自破砕構造	34
第19図	高山火山岩類のデイサイト凝灰角礫岩	35
第20図	赤名花崗閃緑岩を貫く安山岩—デイサイトの侵入角礫岩の産状を示すルートマップ	36
第21図	花崗閃緑岩と侵入角礫岩との接触状態を示すスケッチ	37
第22図	連水火山岩類の地質断面図・柱状図作成ルート及び記載試料採取地点位置図	38
第23図	連水火山岩類の模式地質断面図	38
第24図	連水火山岩類の柱状図	38
第25図	連水火山岩類の地質構造及び花崗岩類の岩片に富む岩相の分布図	39
第26図	連水火山岩類中の級化層理を持つ黒色凝灰質シルト岩の産状を示すスケッチ	39
第27図	八神火山岩類の柱状図	42
第28図	乙原花崗岩(下刀根岩体)を八神火山岩類が不整合に覆うと考えられる露頭のスケッチ	42
第29図	湯抱川火山岩類の柱状図	43
第30図	石見花崗岩の混成岩の産状を示すスケッチ	47
第31図	石見花崗岩の混成岩の産状を示すスケッチ	47
第32図	戸風呂谷層の柱状図	51

第33図	戸風呂谷層に見られる凝灰岩の二重級化層	51
第34図	湯抱川火山岩類の上の戸風呂谷層の基底礫岩	51
第35図	小松地デイスাইト層の溶結凝灰岩の露頭	53
第36図	石見花崗岩を貫くひん岩岩脈の産状を示すスケッチ	57
第37図	石見花崗岩内にアメーバ状に貫入しているひん岩の産状を示すスケッチ	57
第38図	石見花崗岩を貫く流紋岩岩脈で、上方に向かって尖滅している状態を示すスケッチ	57
第39図	石見花崗岩を貫く平行配列状の青灰色細脈 (R) の産状を示すスケッチ	57
第40図	石見花崗岩を貫く暗灰色石英脈で、下方に向かって枝別れ尖滅する状態を示すスケッチ	58
第41図	石見花崗岩を貫く暗灰色石英脈の産状を示すスケッチ	58
第42図	石見花崗岩内に網目状に貫入しているアプライト岩脈などの産状を示すスケッチ	59
第43図	高山層群に属する4つの火山岩類の層序対比	62
第44図	島根県下における新第三系積成盆の区分	65
第45図	成碎屑岩層のルートマップ及び柄栗石英安山岩層の柱状図作成ルート位置図	68
第46図	掛合町成付近の成碎屑岩層のルートマップ	69
第47図	成碎屑岩層の代表的岩相を示す写真	70
第48図	柄栗石英安山岩層のデイスাইト溶結凝灰岩	72
第49図	柄栗石英安山岩層の柱状図	72
第50図	川合層及び久利層の柱状図作成ルート位置図	74
第51図	川合層及び久利層の柱状図	75
第52図	川合層の代表的岩相を示す写真	76
第53図	久利層の安山岩—玄武岩溶岩の産状を示す写真	77
第54図	久利層のデイスাইト溶岩ドーム縁辺部における火山角礫岩とそれに重なる泥岩	78
第55図	久利層模式ルート及び有孔虫試料採取位置図	78
第56図	久利層模式ルートにおける主要有孔虫の産出頻度及び産出全種数・全個体数・砂質殻有孔虫含有パーセントの層準変化	79
第57図	都野津層群の層序概念図	81
第58図	都野津層群の柱状図と基底面高度	82
第59図	小貝谷における水上層と降下軽石堆積物	83
第60図	水上層の縞状粘土層	84
第61図	小貝谷における水上層の花粉分析試料採取地点の柱状図	86
第62図	大江高山火山噴出物の火砕堆積物の柱状図	88
第63図	大江高山火山噴出物の降下軽石堆積物	88
第64図	三瓶火山の地質図	96
第65図	三瓶火山形成史の概念図	98
第66図a	三瓶ベースサージ堆積物のアンティデューン構造	101

b	三瓶ベースサージ堆積物のアンティデューン構造	101
第67図a	三瓶ベースサージ堆積物の斜層理	102
b	三瓶火砕流堆積物に挟在する泥質岩の岩脈	102
第68図	三瓶火山におけるベースサージの移動方向	103
第69図	三瓶ベースサージ堆積物の斜層理, アンティデューン構造及び包含樹幹	103
第70図	三瓶火砕流堆積物の分布	104
第71図	三瓶火砕流堆積物からなる火砕流丘陵の背面高度	105
第72図	三瓶火砕流堆積物の背面高度と三瓶火山の中心からの距離との関係	105
第73図	三瓶火砕流堆積物とそれを不整合に被覆する上山ベースサージ堆積物	105
第74図	三瓶火砕流堆積物の粒径分布	106
第75図	三瓶火砕流堆積物の粒径と三瓶火山の中心からの距離との関係	106
第76図	三瓶カルデラ東南壁	107
第77図	三瓶火山のベースサージ堆積物などの累積粒径分布曲線	110
第78図	三瓶火山のベースサージ堆積物などの粒度特性— $Md\phi$ と $\sigma\phi$ の関係	110
第79図	上山ベースサージ堆積物の層厚分布	111
第80図	三瓶降下軽石堆積物の層厚分布	113
第81図	北の原溶岩流の表面の尾根の分布	115
第82図	太平山火砕流堆積物の上位群とそれに挟在する太平山降下火砕堆積物	116
第83図	旱水川中流の長原における太平山火砕流堆積物の産状	117
第84図	旱水川下流左岸において河成上位段丘堆積物にアバットする太平山火砕流堆積物の産状	118
a	露頭と周辺の地形等との関係を示す写真	118
b	アバット状の接触関係を示す写真及びスケッチ	118
c	露頭上部のクローズアップ写真	119
第85図	大平山降下火砕堆積物, 三瓶降下軽石堆積物及び小田ベースサージ堆積物の産状	121
第86図	太平山降下火砕堆積物とほかの噴出物との関係を示す代表的な露頭の柱状図	122
第87図	代表的な露頭柱状図(第86図)の露頭位置図	123
第88図	三瓶ベースサージ・火砕流堆積物及び三瓶降下火山灰層の垂直方向の岩相変化の, 噴出源に対する近地と遠地における差異を示す概念図	125
第89図	三瓶カルデラ地形	126
第90図	三瓶溶岩円頂丘の復旧図	129
第91図	小屋原からみた男三瓶山北西斜面	130
第92図	三瓶山図幅地域における上部白亜系—新第三系の地質構造図	144
第93図	蛇行する江川	151
a	浜原ダム西方上空から江川及び三瓶山を望む	151
b	邑智町粕淵付近上空から江川を望む	152



第94図	三瓶山図幅地域及び周辺における地震震源分布図	153
第1表	三瓶山図幅地域の地質総括表	10
第2表	三瓶山図幅地域及び周辺における白亜紀後期—古第三紀火山岩類及び花崗岩類層序区分の変遷	17
第3表	山陰地方中部及び東部における白亜紀後期—古第三紀火成岩類の対比	61
第4表	出雲市南方及び周辺部の中新統層序の変遷	65
第5表	大田市周辺の中新統層序の変遷	66
第6表	三瓶山図幅地域における新第三系の地質総括表	67
第7表	小貝谷における水上層の泥炭質シルト層の花粉分析表 (%)	85
第8表	アルカリかんらん石玄武岩の鉱物の化学組成	90
第9表	三瓶火山の形成史対比表	94
第10表	三瓶火山噴出物の総括表	97
第11表	三瓶火山噴出物の <sup>14</sup> C年代測定値	100
第12表	三瓶火山のベースサージ堆積物などの粒径分布	109
第13表	三瓶溶岩円頂丘の体積	131
第14表	復旧された三瓶溶岩円頂丘及びほかの溶岩円頂丘の体積の比較	131
第15表	三瓶火山噴出物の岩石の化学組成	138
第16表	三瓶火山噴出物中の黒雲母の化学組成	139
第17表	三瓶火山噴出物火砕堆積物の角閃石の化学組成	140
第18表	日影山溶岩の角閃石の化学組成	140
第19表	三瓶円頂丘溶岩の角閃石の化学組成	141
第20表	太平山火砕流堆積物角礫の石基角閃石の化学組成	142
第21表	三瓶火山噴出物中の黒雲母の反応縁をなす角閃石の化学組成	142
第22表	三瓶火山噴出物中の紫蘇輝石の化学組成	143
第23表	銅ヶ九鉱山の粗銅生産量 (t)	146
第24表	三瓶山図幅地域の温泉・鉱泉の化学成分	149
付 表	三瓶山図幅地域の放射年令	162
第I図版	1 流紋岩火山礫凝灰岩 (Tr)	
	2 デイサイト凝灰角礫岩 (Tr)	
第II図版	1 デイサイト凝灰岩 (Tr)	
	2 角閃石安山岩 (Tb)	
第III図版	1 中粒微文象黒雲母花崗岩 (Gri)	
	2 細粒黒雲母角閃石トータル岩 (Grh)	
第IV図版	1 角閃石含有黒雲母花崗閃緑斑岩 (Grh)	

- 2 斑状花崗岩（左半分）とこれを貫く暗灰色石英脈（Gri）
- 第V図版 1 黒雲母斑晶とその周縁の角閃石（Ta）
- 2 黒雲母の中核部を有する角閃石斑晶（Sd）
- 第VI図版 1 淡色の縁部を有する角閃石斑晶（Hz）
- 2 淡色の縁部を有する角閃石斑晶（Hz）
  - 3 一端が紫蘇輝石と斜長石になっている角閃石斑晶（Sb）

## 三瓶山地域の地質

服部 仁\*<sup>1)</sup>・鹿野和彦\*<sup>1)</sup>・鈴木隆介\*<sup>2)</sup>

横山勝二\*<sup>3)</sup>・松浦浩久\*<sup>1)</sup>・佐藤博之\*<sup>1)</sup>

三瓶山図幅地域は、地震予知研究の上で緊急性がありかつ重要な地域として昭和53年に指定された特定観測地域8か所の内の一つ「島根県東部」地域の南端部にある。昭和52年5月2日及び53年6月4日の2回、本三瓶山図幅地域内に震源を持つ地震が発生したため、本地質図幅の作成は急務の要望課題となった。

現地地質調査は昭和55-56年度の2か年間にわたって行われた。本地質図幅及び報告をまとめるに当たっては、近隣「大朝」図幅地域の調査結果(昭和54年度服部仁による)及び鈴木隆介・横山勝三による三瓶火山についての昭和41年以降の長期間にわたる膨大な現地調査及び研究資料が活用されている。

本研究を進める過程において、島根大学教育学部三浦清教授、同大学理学部飯泉滋助教授・小林英夫教授、広島大学多井義郎教授、姫路工業大学松田高明博士及び東北大学理学部中村栄三氏から未公表資料の提供及び種々の御教示を受けた。都野津層群については広島大学教育学部岡本和夫教授に教示を受けた。大田市及び邑智町からは、写真等資料提供を受け、また本報告への複製印刷の許可をいただいた。花粉分析はバリノ・サーヴェイ(株)徳永重元博士、及びジルコンのフィッショントラック年代測定は土質工学研究所檀原徹氏によって行われた。三瓶火山を主として担当した鈴木と横山は昭和41年から44年にかけて集中的に野外調査を行い、高橋健一博士(現中央大学助教授)に、また本図幅に関連して昭和55年から57年にかけて補足的な再調査を行った際には岡田肇氏(現日本工営KK)及び荒川宏氏(都立大研究生)に、それぞれ野外調査及び室内作業で献身的なご協力を賜った。以上の御援助をいただいた方々をここに明記し厚くお礼申し上げる。

本研究に用いた岩石薄片及び研磨片は技術部大野正一・故村上正・佐藤芳治・安部正治の4技官、中国出張所藤本アヤ子技官、北海道支所谷津良太郎技官により作成された。反射顕微鏡による不透明鉱物の鑑定は沢俊明技官により行われた。顕微鏡写真の調製は業務課正井義郎技官によって行われた。また、中国出張所東元定雄技官、地質部山田直利・一色直記・奥村公男・坂本亨の4技官及び環境地質部垣見俊弘技官からは種々の教示を受けた。火山岩の化学分析は技術部大森江い技官に、ストロンチウム同位体の測定は同部倉沢一技官による。

なお、本研究の執筆分担は次のとおりである。

第四系、特に三瓶火山噴出物及び地形：鈴木隆介及び横山勝三

第四系、特に都野津層群及び三瓶火山噴出物とアルカリかんらん石玄武岩の岩石学：佐藤博之

第三系及び地質構造：鹿野和彦

白亜紀後期-古第三紀火山岩類及び花崗岩類

(主に南西部地域)：松浦浩久

(主に西部、北東部地域)：鹿野和彦

(その他の地域)：服部 仁

全体のとりまとめ及び総合調整は服部仁が行った。

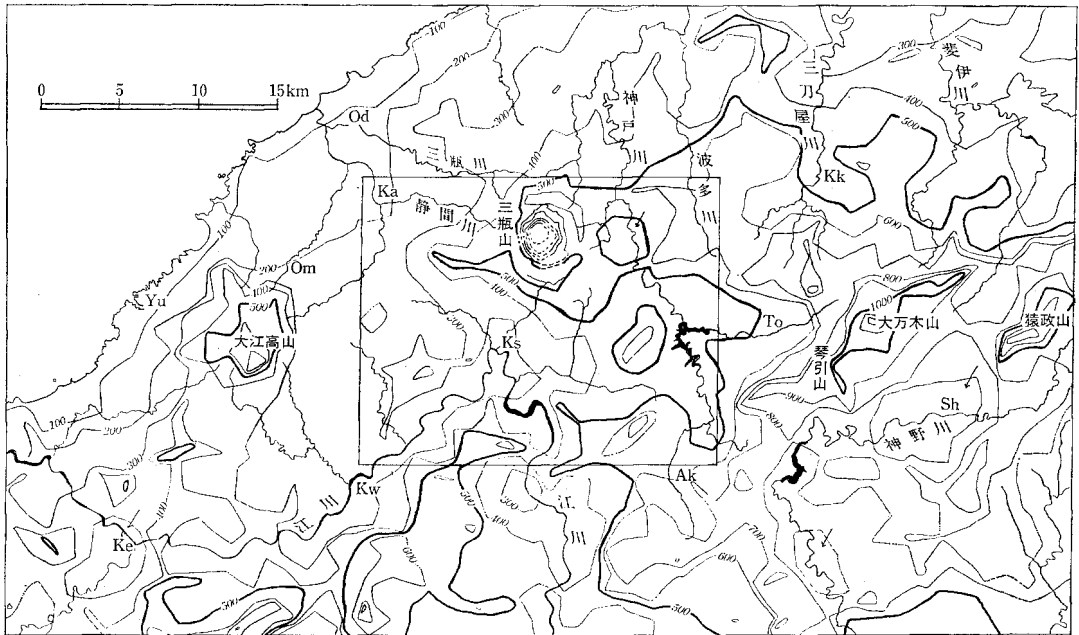
\*<sup>1)</sup> 地質部    \*<sup>2)</sup> 中央大学    \*<sup>3)</sup> 熊本大学

# I. 地 形

## I. 1 概 説

三瓶山図幅地域は、東経 $132^{\circ}30'-132^{\circ}45'$ 、北緯 $35^{\circ}00'-35^{\circ}10'$ の範囲にあり、行政的には島根県のほぼ中央部に位置し、大田市、簸川郡佐田町、飯石郡掛合町・頓原町・赤来町、邑智郡邑智町・川本町・大和村の一部または全部を含んでいる。大地形的にみると、本図幅地域は、西南日本内帯の中国山地北西方に広がる石見高原のほぼ中央部に位置している（第1図）。

本地域内の地形は、その大部分が高度300-500mの定高性を持つ丘陵性の石見高原であるが、本地域北部には、標高1126.2mの男三瓶山を主峰とする三瓶火山があって、単調な石見高原の地形に変化を持たせている。



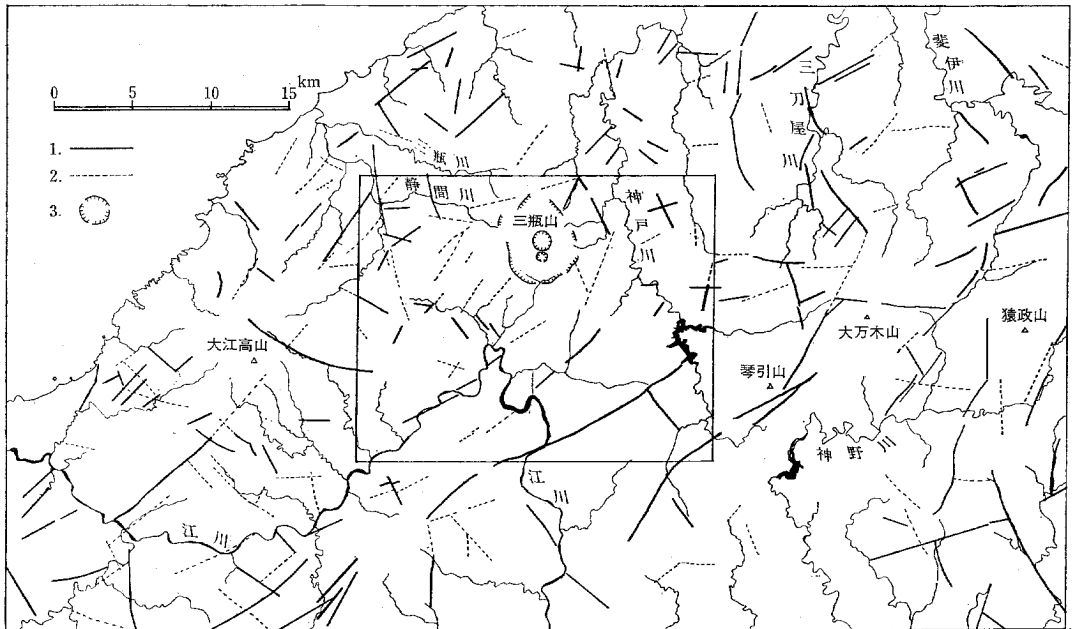
第1図 三瓶火山周辺の接峰面図 中央の四角（太実線）は三瓶山図幅の範囲を示す  
Ak：赤名 Ka：川合 Kk：掛合 Ks：粕瀬 Kt：川戸 Kw：川本 Od：大田 Om：大森 Sh：新市 To：頓原  
Yu：温泉津 ただし、5万分の1地形図上で谷幅2km以下の谷を埋積したものであるが、三瓶カルデラ内については  
原火山地形を破線で復旧してある。

## I. 2 石見高原の地形

本図幅地域内の石見高原は、<sup>こうかわ</sup>江川、<sup>かんど</sup>神戸川、静間川並びにそれらの支流によって深く刻まれている。特に、本地域内で最大河川の江川は石見高原を比高300-400mほど刻む深い峡谷を形成している。しかし、これらの河川の河間地及び<sup>きじま</sup>来島ダムより上流の神戸川流域には、前輪廻の小起伏地が各所に発達している。本地域西部の別府付近から君谷付近並びに本地域南東隅の<sup>のがや</sup>野萱付近はその好例である。

江川はじめ主要河川沿いには、1-4段の河岸段丘面が発達しているが、その分布は断片的で、個々の段丘面の面積も小さい。また沖積低地も本地域内では小面積のものに限られ、本地域北西隅の静間川沿岸及び上述の前輪廻の小起伏地に谷底堆積低地として散在しているに過ぎない。

第2図は、本図幅及びその周辺地域におけるリニアメントを2.5万分の1地形図の読図及び一部は空中写真の判読によって抽出したものであり、大規模なリニアメントのみを示す。この図によると、三瓶



第2図 三瓶山図幅及び周辺のリニアメント分布図

中央の四角（太実線）は三瓶山図幅の範囲を示す

1: 明瞭なリニアメント 2: やや不明瞭なリニアメント 3: 三瓶カルデラ縁, 4: 室ノ内火口及び奥の湯火口

山周辺地域のリニアメントは、①北東－南西方向、②北西－南東方向、③南北方向、及び④東西方向、の4群に大別される。各群の発達程度（総数、確実性、個々のリニアメントの延長）は①から④の順に減少する。つまり、大局的にみると、この地域における中国山地の伸長方向と同方向の①北東－南西方向のリニアメントが卓越している。

本図幅地域について、リニアメント（第2図）と地質構造（第92図及び本地質図幅）との関係をみると、リニアメントは、1）断層にほぼ一致するもの、2）地質境界線に一致するもの、及び3）地質構造との関係が不明なものの3種に大別される。

1）の好例は、本地域南東部の北東－南西方向のリニアメント（来島ダム付近から酒谷を経て潮に至るもの）である。2）の例は、本地域北部の山口付近における石見花崗岩と乙原花崗岩の境界線、西田西方における石見花崗岩と高山層群の境界線、川合付近における新第三系の地層界線、などにそれぞれほぼ一致するものである。3）は地質図に現れない小断層や系統節理に関連する差別浸食を反映しているのであろう。

なお、本図幅地域内の主要な河谷は直線谷の特徴を持つものが多く、それらの方向はリニアメント、いいかえると地質構造にほぼ一致しているものが多い。たとえば、江川本流の潮から上流の流路は北東－南西方向で、上記1）のリニアメントに一致しており、潮から信喜に至る流路は本郷付近を通る北西－南東方向の推定断層の延長にほぼ一致し、信喜から粕淵間は生育蛇行しているが、粕淵から南西方向への流路の急転は吾郷付近の北東－南西方向のリニアメントと調和している。

島根県の主要河川をみると、江川と同様に、斐伊川、神戸川など多くの河川が中国山地を一単位とする規模の接峰面に対して必従的ではなく、下流部において急角度の屈曲異常を示し、日本海の海岸線に並走するように流れている場合が多い。これは、中国山脈の主軸に並行するリニアメント並びに島根半島及び宍道湖低地帯に代表される地波の形成に関連する現象である、という可能性がある。

すなわち、たとえば江川は三次盆地から中国山地を横断して大規模な先行谷をなしているから、かつては三次盆地から日本海に向かって最大傾斜方向（≒最短距離方向）に流れていたのが、中国山地及びそれに並走する地波の形成に伴って、流路が転向した可能性がある。つまり、江川は、石見高原面の形成期あるいはその直前には、現在の粕淵付近から北西へ流れ、現在の静間川付近を通過して大田市付近で日本海に流出していたのであるが、大江高山付近から三瓶山付近を経て神戸川及び斐伊川谷口付近に至る線の中軸とする地背斜運動に伴って、粕淵付近から下流が転向し、現在の流路に沿って下刻し、峡谷を形成したのであろう。

江川以外の中小河川の谷、たとえば潮から北東に延びる谷、沢谷川、千原川、久保川、旱水川、尻無川、静間川－忍原川、藤木谷などの谷も直線谷で、それぞれリニアメントに一致または並走しており、地質構造に制約された谷と考えられる。

### I. 3 三瓶火山の地形

三瓶火山は、北西－南東方向に長軸を持つほぼ楕円形のカルデラ（長径約5km、短径約4km）とその中央丘の三瓶山本体、それに火口原及びカルデラの外側に散在する火砕流丘陵などで構成されている。以下には、三瓶火山の地形を、その中央から外側に向かって、1）三瓶山、2）火口原、3）カルデラ壁、及び4）火砕流丘陵、の4地形区に大別し、それぞれの形態的特徴を記載する（第3図－第6図参照）。

#### 1）三瓶山

三瓶山の中央部には、室ノ内と呼ばれる直径約1kmの火口がある。この室ノ内火口を囲んで、最高峰の男三瓶山（1126.2m）から時計まわりに、女三瓶山（957m）、太平山（860m）、孫三瓶山（907m）、子三瓶山（961m）などの諸峰が環状に配列している。太平山の南東方には、平滑な頂部を持つ台地状の日影山（718.4m）がある。日影山と孫三瓶山の間すなわち室ノ内火口の南方には、三瓶温泉の泉源をなす奥の湯（または湯元）を中心とする直径約600mでほぼ円形の爆裂火口（奥の湯火口）が南方に開いている。

上記の諸峰のうち、太平山と日影山以外の諸峰は、扇谷（男三瓶山と子三瓶山の間）などの深い谷によって隔てられ、それぞれ独立の山体をなすが、つぎのような形態的共通性を持っている。すなわち、各峰の内側（室ノ内火口側）の斜面は、高度約800m（男三瓶山では約900m）に遷急線を持ち、浅い谷を除いて全般的にみると、遷急線より上部は凸形尾根型斜面<sup>1)</sup>であるが、下部は等斉直線型ないし凹形谷型の急崖である。つまり、室ノ内火口壁は全体としてアサガオのような形態を持っている。一方、各峰の外側斜面は、各峰を隔てる谷に面する斜面を除くと、全体としては凹形尾根型ないし等斉尾根型斜面であり、浅い谷に刻まれているに過ぎない。つまり、各峰の内側斜面と外側斜面は形態的にみると非対称的である。なお、男三瓶山と子三瓶山の山頂はほぼ平坦であるが、女三瓶山や孫三瓶山などの山頂は平坦ではない。

太平山は高度約790mないし860mの山稜を持つ。その内側斜面は室ノ内火口壁の急崖であるが、その中腹の高度約750mに遷急線がある。一方、外側斜面は凹形直線斜面に近い滑らかな斜面であり、その上にはガリーも発達していない。この外側斜面とガリーを隔てて連続する滑らかな凹形直線ないし凹形尾根型斜面が女三瓶山の東側斜面中腹の遷緩線より下方に発達している。

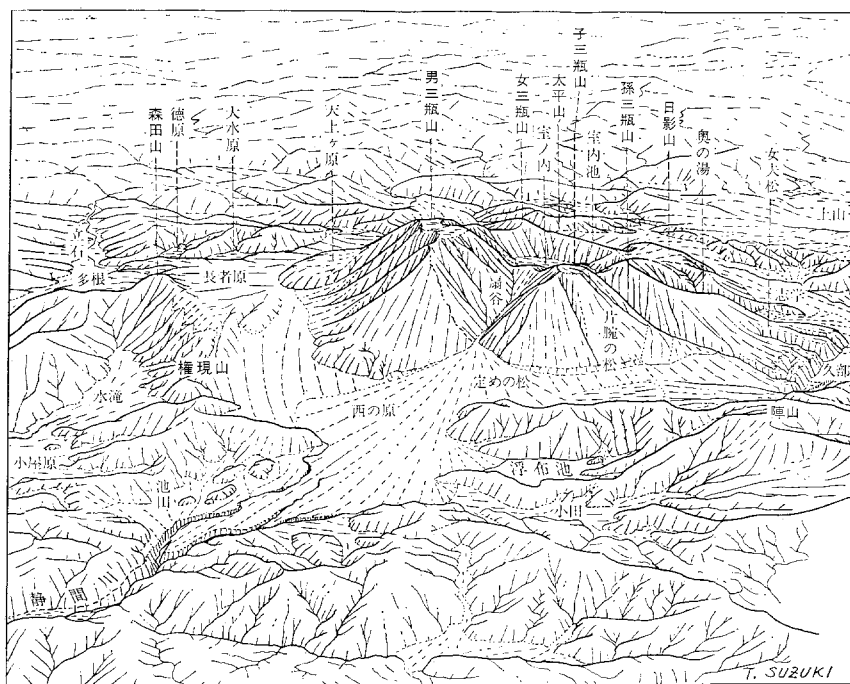
日影山は、その頂部が平坦で、太平山の外側斜面と滑らかに連なっており、外側斜面には深い谷が発達し、全体としては台地状の形態を持つという諸点で、形態的に上記の諸峰とは著しく異なっている。

なお、男三瓶山外側斜面には西麓部に机の脊<sup>つくえ</sup>、北麓部に天上ヶ原<sup>そね</sup>とそれぞれ呼ばれる台地状の突出部がある。机の脊はかなり開折されているが、天上ヶ原はほとんど開折されておらず、厚い溶岩流の末端部に似た形態を持っている。また女三瓶山の北麓には論田<sup>ろんでん</sup>と呼ばれる高まりがある。これは楯を斜めに伏せたような形態を持ち、その表面は滑らかで、あまり開折されていない。女三瓶山とその北西方の981m峰（ユートピアと呼ばれる）の間の谷底には、太平山外側斜面に類似した滑らかな緩斜面が発達し、その末端は論田を囲んでいる。しかし、この緩斜面にはガリーが発達している。

1) 斜面形の分類用語は鈴木（1977）による。



第3図 西方上空から見た三瓶火山 (島根県大田市提供)

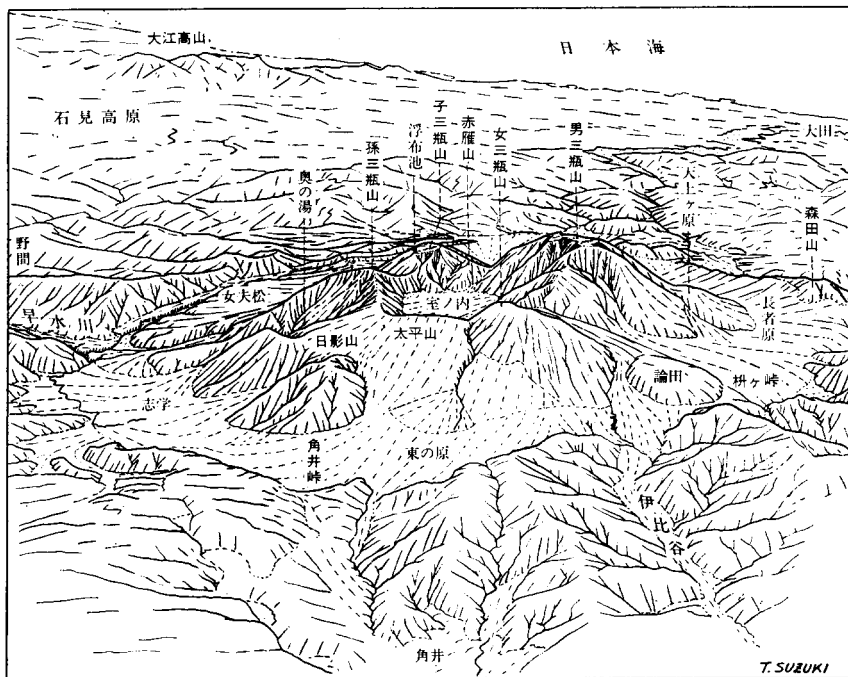


第4図 写真(第3図)の説明図





第5図 東方上空から見た三瓶火山 (島根県大田市提供)



第6図 写真(第5図)の説明図

室ノ内火口は多角形の平面形を持つ火口壁に囲まれ、火口底は全体として北西から南東に緩傾斜する平滑な斜面となっている。この斜面の末端と火口壁の間すなわち火口底の南東端部には室内池（水面高度約690m）と呼ばれる浅い池がある。

奥の湯火口の火口壁は、その南部は開析されて欠如しているが、高度約600mに遷急線を持ち、それより上方は比較的滑らかな凹形谷型斜面であり、下方は幾つかの開析谷に刻まれている。なお、火口壁の北部は特に滑らかで、太平山外側斜面と類似しているが、後者と火口壁とは傾斜方向が異なっているため、その傾斜方向変換線に基づいて、ほぼ円形の火口縁が認定される。

## 2) 火口原

三瓶山本体とカルデラ壁の間には、幅約500mないし1kmの火口原が三瓶山本体を囲んで環状に発達している。火口原のうち、西部（西の原と呼ばれる）と東部（東の原と呼ばれる）は主として三瓶山を刻む谷を給源とする沖積錐で構成されている。扇谷を給源とする西の原の沖積錐はその典型的な例であり、その末端部は基盤山地内の谷の出口を堰き止めて浮布池及び小田の支谷底堰止谷底堆積低地を形成している。

火口原の北部は北の原と呼ばれている。北の原は三瓶山の中心からみて放射方向に伸びる低い尾根群と浅い谷群及び凹地からなる小起伏地である。その南東端つまり天上ヶ原の北麓には姫逃池というひょうたん形の小さな浅い池がある。これは火口原で唯一の自然湖である。北の原の北東端は比高5-30mの急崖である。この急崖と基盤山地の間に、徳原とその南方の大水原2つの小盆地があり、その盆地底は平坦である。北の原の小起伏地は、北東方の指書の名号付近から北方の多根付近まで続き、北西方では森田山の南東麓に接し、西方では森田山から南西方の権現山につづく尾根を構成している。

火口原の南部は女夫松付近から久部北方に至る区間において台地になっている。この台地を本研究報告では女夫松台地と呼ぶことにする。女夫松台地は南に緩傾斜する台地面を持ち、その南端は比高約40mの急崖であり、久部の谷（早水川上流の谷）を隔ててカルデラ壁に相対している。台地面は4-5本の必従谷で開析されている。女夫松台地と片腕の松付近の間は沖積錐であるが、その南端部は早水川上流のガリーで開析されている。片腕の松の南西側には、子三瓶山麓の沖積錐、定めめの松付近の沖積錐、基盤山地（カルデラ壁）及び片腕の松南方の北東-南西方向に伸びる低い尾根に囲まれた浅い凹地がある。

以上に述べた火口原を構成する沖積錐の末端部は、カルデラの外に流出する諸河川の上流部に刻まれており、各河川沿いに発達する河岸段丘面に連続している。

## 3) カルデラ壁

上述の火口原は、その末端部より比高約20mないし約150mほど高い山稜によって、その四周の大部分を囲まれている。これらの山稜は連続的ではなく、西の原から時計まわりに、静間川の谷、小屋原南方の谷、多根南方の谷、柞ヶ峠北方から藤木方面に伸びる谷、伊比の谷、角井に至る谷、及び早水川の谷によって分断されている。これらの谷には三瓶山本体に発源する河川が三瓶山からみて放射方向に流出している。これらの山稜の内側（三瓶山側）の斜面は、南麓の久部付近から西麓の定めめの松付近に至る区間では浅い谷に刻まれているに過ぎないが、そのほかの地区特に南東麓の志学南東方では深い谷に開析されている。したがって、これらの山稜つまり分水界を追跡すると屈曲に富んでいる。

しかし、この屈曲に富む山稜の内縁を谷埋め法によって連ね、またその内側の山麓線つまり火口原の外縁を同様に連ねると、後述（第89図）のように互いにほぼ並走し、全体として北西—南東方向に長軸を持つほぼ楕円になる。したがって、三瓶山からみると、これらの山稜は三瓶山を囲むカルデラ縁のようにみえる。

以上の形態的特徴に基づき、三瓶山及び火口原を囲む上記の楕円形山稜の内側の凹地を三瓶カルデラと呼び、またその内側斜面をカルデラ壁、楕円形山稜（分水界）をカルデラ縁とそれぞれ呼ぶことにする。三瓶カルデラの成因については後に詳述する。

#### 4) 火砕流丘陵

三瓶カルデラの外側には、三瓶山からみて外側へ緩傾斜する背面を持ち、かつ基盤山地内の相対的低所に分布する小起伏地が発達している。その好例は三瓶カルデラの南東方の上山付近<sup>うやま</sup>の小起伏地である。ここでは山頂部が平滑で、高度500m内外の定高性を持ち、浅い谷に刻まれ、かつ谷壁下部は垂直に近い急崖をなし、そこに軽石質の火砕流堆積物が露出している。同様の形態的及び地質的特徴をもつ小起伏地は、上山付近から南流する千原川下流の千原付近、三瓶カルデラ南方の野間付近、西方の小田付近、池田付近、更に静間川に沿って野城付近、川合、吉永付近など各所に散在し、本図幅地域外の大田市中心街周辺にはかなり広範囲に分布している。これらの小起伏地は三瓶カルデラから遠ざかるほど、その背面高度が低下するという共通性を持つ。そこで、これらの小起伏地を一括して、三瓶火山火砕流丘陵と総称することにする。

## II. 地質概説<sup>2)</sup>

本図幅地域は主に白亜紀後期ないし古第三紀の火山岩類とこれらを貫く花崗岩類によって占められ、小面積のものとして、北部の中央には第四紀三瓶火山噴出物があり、北東隅及び北西部には新第三紀中新世の火山岩類・堆積岩類が分布している。また、本地域西部には第四紀の都野津層群が薄く広がっている。更に、本地域の西部を除くほぼ全域の地表を三瓶火山の降下軽石堆積物が覆っている。

本図幅地域の諸岩石は次のように区分される。

1. 白亜紀後期火山岩類<sup>3)</sup>
2. 暁新世頃の古第三紀前期侵入岩類
3. 始新世の高山層群
4. 始新世後期頃の古第三紀中期侵入岩類
5. 漸新世前期頃の川内属群
6. 漸新世後期頃の古第三紀後期侵入岩類
7. 中新世の波多層・川合層・久利層・大森層
8. 第四紀更新世前期の大江山高山火山噴出物を含む都野津層群
9. 第四紀更新世中期から完新世の河成段丘堆積物、アルカリ玄武岩、三瓶火山噴出物及び現河成・

2) 地質区分及び命名については、各論において詳しく述べるので、ここでは重複を避けるため原著文献を引用しないこととする。

3) 火山岩の分類は久野（1954）による。

湖成堆積物

本図幅地域の地質及び地史の概要を第1表に示す。

本図幅地域には三郡変成岩類に属するといわれる緑色片岩の岩片が掛合町付近において中新世波多層に含まれているものの、基盤として認められるような露頭は未発見である。

地質図に表現できる最も古い岩石は、白亜紀後期の主に火砕岩類からなる邑智層群及び新造寺山流紋岩類である。邑智層群は本地域中部から南西部に散在するもので、新造寺山流紋岩類は本地域南東隅に細長く分布し中国脊梁山脈を構成する火山岩類の一部に当たる。これらの火山岩類は後成の花崗岩類の貫入を受けてホルンフェルス化しているものが多く、その分布状況は極めて狭くまた断片的で、いずれも花崗岩類のなかのルーフ状あるいは捕獲岩状とみなせる。これらの火山岩類中の石質岩片には、花崗岩類及び低変成度の片状岩（おそらく、三郡変成岩の弱変成相部分）がわずかに含まれており、基盤の一部をなしていたらしい。

第1表 三瓶山図幅地域の地質総括表

地質時代	層 序	貫 入 岩	堆積盆の変遷	主 要 岩 相	
第四紀	完新世	河成、湖成及び沖積堆積物		砂、泥、礫	
	更新世	後期	三瓶火山噴出物	↓	デイサイト(溶岩・火砕堆積物)
		中期	アルカリ玄武岩 段丘堆積物	↓	アルカリ玄武岩 砂、泥、泥
	新世	前期	大江高山火山噴出物	↓	デイサイト(火砕堆積物)
第三紀	前期	水 上 層 砂	↓	礫、砂、泥 シルト、重炭	
	中期	大 森 層	↑	安山岩・溶岩・火砕岩	
	前期	久 利 層	↑	デイサイト	
		川 合 層	↑	泥質岩、安山岩・玄武岩溶岩及び火砕岩 デイサイト溶岩ドーム・火砕岩	
	波 多 層	野田山複合岩体	↑	アルコース砂岩、シルト岩、礫岩、酸性凝灰岩	
	(戸蔵川火山岩層、榑栗石英安山岩層、寺谷安山岩層、松笠火山岩層、成神層)	↑	↑	↑	
	新新世	川内層群 戸風呂谷層 小松地	↑	↑	↑
	漸新世	野田山複合岩体	↑	↑	↑
	古新世	石見花崗岩	↑	↑	↑
	始新世	酒谷一ナル岩 奥山一ナル岩	↑	↑	↑
第三紀	高山層群(高山火山岩類 連水火山岩類、八神火山岩類、湯抱川火山岩類)	↑	↑	↑	
	乙原花崗岩	↑	↑	↑	
	赤名花崗閃緑岩	↑	↑	↑	
白亜紀	後期	灰屋川稜れい岩	↑	↑	
	邑智層群・新造寺山流紋岩類	↑	↑	↑	
先白亜紀	三郡変成岩類	↑	↑	↑	

白亜紀後期火山岩類を貫く侵入岩類の最初のもは、南東部にごくわずかに露出する優黒質粗一中粒の灰屋川斑れい岩である。引き続いて貫入しているものは主に角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなる赤名花崗閃緑岩である。この花崗閃緑岩は、長径10cm前後の楕円体をなす細粒閃緑岩ないしトータル岩の捕獲岩を沢山含んでおり、また局所的に斑状岩になっている。すなわち、灰屋川斑れい岩に接する付近では、花崗閃緑斑岩が、また来島貯水池北部周辺では長径5cmにも達する淡紅色カリ長石の斑状結晶の目立つ岩石が分布する。赤名花崗閃緑岩は後成の火砕岩類が覆う付近では、幾分変質作用も受けているが、またマイロナイト質になっていることもある。破碎された赤名花崗閃緑岩の岩片の一部は進入角礫岩中の角礫として多量に取り込まれている。

赤名花崗閃緑岩とほぼ同時代に貫入したとみなしている花崗閃緑岩に、川本花崗閃緑岩がある。野外地質調査結果に基づいて地質区分を行っているものの、時代考証についてはまだ十分とは言えず検討の余地がある。

赤名花崗閃緑岩などを貫く花崗岩は、主に黒雲母等の有色鉱物に乏しく角閃石や楕円体状の優黒質捕獲岩をほとんど含まない粗一中粒黒雲母花崗岩であり、部分的に斑状になったりアブライト質になっている所もある。これらの花崗岩を最近の文献に従って、本地域中西部の岩体を特に高畑花崗岩として区別し、その他の黒雲母花崗岩は乙原花崗岩として一括している。高畑花崗岩と乙原花崗岩とは岩質が良く似ており、肉眼でも、顕微鏡下でも識別できる決め手を欠いている。両者の間には断層が介在していて、直接の前後関係は判明していない。

以上の赤名花崗閃緑岩及び高畑・乙原花崗岩等の古第三紀前期侵入岩類を不整合に覆い、これらの岩片を含み、主に流紋岩—デイサイト火砕岩類からなる火山岩類が、直径およそ数kmの範囲内の広がりですか所に分散して露出し急峻な山岳地形を作っている。これらは高山火山岩類、連水火山岩類、八神火山岩類及び湯抱川火山岩類として記載の上、全体を一つにまとめて高山層群と呼んでいる。高山層群の火砕岩はしばしば溶結構造を持っており、一部に極少量の暗灰色凝灰質シルト岩—頁岩の薄層を挟んでいる。この薄層は湖成堆積物とみられるが、化石を含まないため地質時代を決める直接の資料は得られていない。高山層群は緩い褶曲構造を示すほか、なかに進入角礫岩が見つかっており、その一部は火道角礫岩とみられる。

高山層群は形成後間もなく浅成の花崗岩に貫かれ、軽微ではあるが接触部付近ではホルンフェルス化している。すなわち、本地域面積の約3分の1の広がりを持つ石見花崗岩がその花崗岩であり、多様な岩相に富む古第三紀中期侵入岩類の主要岩体である。石見花崗岩に先立って貫入しているものに酒谷トータル岩がある。酒谷トータル岩は一見して暗灰色ないし黒色を呈し斑れい岩に見えることもあるが、有色鉱物は角閃石と黒雲母であり、色指数は30を超えることはなく、また中粒から細粒、あるいはひん岩質へと漸移する。高畑花崗岩を貫く奥山トータル岩も類似の岩相を示すことから、酒谷トータル岩と同じく、古第三紀中期侵入岩類に含めている。

石見花崗岩の主岩相は、淡紅色カリ長石に富む細一中粒黒雲母花崗岩、斑状花崗岩、花崗斑岩、文象斑岩であり、ミアロリチックな岩相も見られる。特に混成岩として区分している場所では、優黒質の細粒緻密石英閃緑岩及びトータル岩ないし石英閃緑ひん岩中に浸み込んだりあるいは捕獲岩として取り込んでいて、優白質部分は中粒花崗閃緑岩ないし花崗閃緑斑岩となっている。このような混成岩部分の花

崗閃緑岩質岩石は淡紅色を帯びることは少なく灰白色であるが、主岩相の淡紅色で特徴づけられる比較的優白質岩との間の関係は明らかではない。石見花崗岩の持つ顕著な特徴は、全域にわたって著しい変質作用を受けていて新鮮な黒雲母が残存することがほとんどないばかりか、白雲母も生じており、鉍化作用を伴っていることである。すなわち、石見花崗岩（混成岩も含めて）のなかには無数の割れ目が生じており、アプライトないし流紋岩の細脈や石英脈が貫入し、その周りは他の部分よりも更に強く変質している。石英脈には暗灰色を呈し、強い磁性を持つものがある。石英脈中の不透明鉍物にはイルメナイト、磁鉄鉍のほか少量の黄鉄鉍、黄銅鉍、閃亜鉛鉍、方鉛鉍の晶出が確認されている。しかしこれら石英脈中あるいは母岩の石見花崗岩中における不透明鉍物の組み合わせや晶出順序等についてはまだ検討が進んでいない。

本地域中西部の都野津層群が広く分布する地域には、その下に次の地層がわずかに露出している。すなわち、石見花崗岩の礫を含み主に安山岩—流紋デイサイト火山岩類からなる川内層群、陸水域に堆積したとみられる主に安山岩溶岩と火砕岩からなり泥岩・礫岩を含む戸風呂谷層及び主にデイサイト溶結凝灰岩からなり少量の細粒凝灰岩等を挟む小松地デイサイト層である。後2者は川内層群のなかに一括できるかも知れない。これらの地層は古第三紀末期の安山岩—ひん岩に貫かれているので漸新世前期頃に形成されたものである。この安山岩—ひん岩とほぼ同時期に貫入しているものに横原や鶴降山の、主に石英閃緑岩—トータル岩からなり、周縁相としてひん岩質部を持つ複合岩体がある。新第三紀に入ると積成盆が日本海沿岸に広がり、本地域では北東隅に出雲湾入部、北西隅に大田湾入部ができた。出雲湾入部の波多地域では主に安山岩溶岩、デイサイト火砕岩及び少量の泥岩・砂岩・礫岩を含む波多層及び大森層が分布する。他方大田湾入部では、波多層上部の戸蔵川火山岩層を不整合に覆うアルコース砂岩を特徴とする川合層及び泥質岩を主とする久利層が見られる。川合層及び久利層からは海生動物化石が多産している。波多層の松笠火山岩層堆積後に、主に石英斑れい岩—石英閃緑岩からなる野田山複合岩体が貫入している。

大森層形成後、本地域は隆起・準平原化しており、本地域西部では陸水域に礫層・粘土層等が堆積し、南西部ではわずかながらアルカリ玄武岩が噴出した。鮮新世最末期—更新世前期の水上層及び水上層の上部と指交する大江高山火山噴出物とからなる都野津層群がその時の堆積物である。

三瓶火山の噴出が更新世後期以降に始まったことは分かっているものの、時代など位置づけのはっきりしていない古三瓶期噴出物の存在から、最初の火山活動の時代かもう少し以前にさかのぼるかも知れない。三瓶火山の活動は4つの時期に区分できる。第1期の活動では、主に火砕流堆積物、ベースサージ堆積物及び降下火山灰層の噴出とともにカルデラが形成された。第2期ではカルデラ内の堆積物及び溶岩が生じた。第3期ではまず降下軽石堆積物が本地域内を広く覆い、次いで北方への溶岩流、火砕流堆積物が流出し、更に三瓶山本体の溶岩円頂丘が形成された。第4期にはカルデラ内の谷沿いに、主に火砕流堆積物がたまった。室内火口や志学爆裂火口のできたのはこの時期である。

本地域の主要河川及びその支流に沿って数段の段丘堆積物が認められている。しかし、広域にわたる相互対比は難しく、地質図上では地域ごとに上位及び下位段丘堆積物として区分してある。上位段丘堆積物のなかには三瓶火山降下軽石堆積物に覆われるものがある。また下位段丘堆積物のなかには、浜原貯水池により水没して現在見られなくなっているものがある。

### III. 白亜紀後期—古第三紀火山岩類及び花崗岩類

#### III. 1 研究史

三瓶山図幅地域及び周辺地域における白亜紀後期—古第三紀の火山岩類及び花崗岩類は、岩相・分布・化学組成・放射年令・鉱床区等の研究に基づいて、それらの区分・帰属について数多くの意見が提出されてきている。特に本地域周辺は、これより西方に既知の古第三紀の顕著な火成活動と、東方に多い白亜紀後期の火成活動の場との接点に当たり、地質構造区分上の重要な位置を占めている。また、山陰に広がる花崗岩類の南西端部分と山陽側に広がる花崗岩類の北東へ分岐する岩体部分とが会合する地域としても知られている（第7図）。

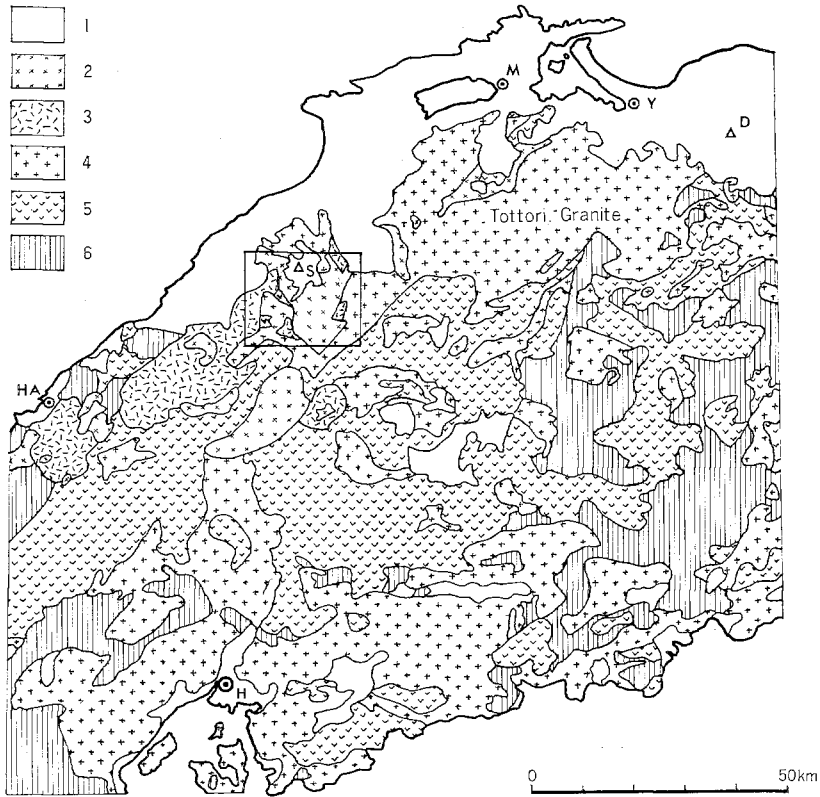
本地域がこうした複雑な位置にあるため、いきおい、東西及び南北方向に遠く離れた模式地の火山岩類及び花崗岩類研究の進展に影響されて、本地域における研究は解釈の上で大きく揺れ動いてきたといえよう。以下、簡単に、本地域の地質に関することのみならず、本地域の地質研究に大きな影響を与えた中国地方の白亜紀後期—古第三紀の火成活動に関する主だった研究の概要を紹介する。

三瓶山図幅地域の地質に関する最初の調査報文は、明治30年（1897年）の山上萬次郎による20万分の1三瓶山<sup>さんべやま</sup>図幅並びに同説明書であった。このなかで、地質は20種類に区分されているが、5万分の1地質図幅<sup>さんべさん</sup>三瓶山地域の地質に限ってみると、三瓶山を構成する火山岩類と沖積層を除いて、花崗質斑岩（Gp）、石英粗面岩（L）、閃緑岩（D）、花崗岩（G）、第三紀層（t）、輝石安山岩及其集塊岩（Aa）の6種類に識別されている。花崗斑岩の記述「本岩ハ図幅地ノ東南隅山陽道ニ接スル区域ヲ占メ、海面上ノ高度最モ大ナル地点ヲ構成ス、本岩ノ性質ハ一方ニ於テ花崗岩ニ変移シ、一方ニ於テ石英斑岩ト區別頗ル難シ」にみられるとおり、岩相の多様性を明らかにするとともに、火山岩との結びつきを示唆している。同じ年発行された南隣「浜田」図幅（鈴木、1897）においても石英斑岩から花崗質斑岩への移化が記述されており、地質区分の内容は良く似ている。

その後半世紀に近い間、本地域内の白亜紀後期—古第三紀の火山岩類及び花崗岩類に関する研究はほとんど行われなかった。ただ、TsUYA（1934）は、約20kmメッシュごとの花崗岩の露出する最高地表面、すなわち花崗岩等高線図の解析結果と、第四紀火山の分布との間に明瞭な規則性を見いだしている。特に、徳山市西部から北上し益田に向かう顕著な不連続線及び広島市と三瓶山とを結ぶ沈降地帯の指摘は見逃がせない。

第二次世界大戦後、研究は再開されたものの、1951-1952年頃の知識は、吉田（1961, p. 5）によると、「山陽方面で広島県南部地域に分布する花崗岩類は“石英斑岩”を貫き、その北部延長は島根県に達しているということと、“石英斑岩”のかかなりの部分は角礫凝灰岩であるということと、山陰方面では、第三紀中新世の君谷層を貫く閃緑岩が存在するのではないかということ」等であった。

中国地方の広域にわたって露出する花崗岩類の区分を試みたのは、木野崎吉郎である。木野崎（1953）は鉱床学の立場からは領家帯以北の花崗岩類を、主として山陰地方に分布する山陰型花崗岩区と、主と



第7図 中国地方中部における地質の概略図 四角の枠は「三瓶山」区域地域の範囲を示す。広川ほか(1978)に基づき、一部修正の上まとめた。D:大山 H:広島 HA:浜田 M:松江 S:三瓶山 Y:米子 1:第四系及び新第三系 2:古第三紀花崗岩類 3:古第三紀火山岩類 4:白亜紀後期-晩新世花崗岩類 5:白亜紀後期火山岩類 6:中生層及び三郡変成岩類

Figure 7. A simplified geological map of the central Chūgoku region. A square indicates area of the Sambesan district. D: Mt. Daisen H: Hiroshima HA: Hamada M: Matsue S: Sambesan (Mt. Sambe) Y: Yonago. 1: Quaternary and Neogene 2: Paleogene granitic rocks 3: Paleogene volcanic rocks 4: Late Cretaceous-Paleocene granitic rocks 5: Late Cretaceous volcanic rocks 6: Mesozoic and Paleozoic strata, and Sangun Metamorphic Rocks.

して山陽地方に分布する広島型花崗岩区とに分帯した。山陰型花崗岩区では比較的低温熱水性または比較的浅成と考えられるモリブデン鉱床と絹雲母鉱床が卓越し、母岩のグライゼン化を伴わないのに対して、広島型花崗岩区ではその北側にペグマタイト鉱床が存在し、南側では気成ないし深熱性のタングステン鉱床に富み、著しい母岩のグライゼン化を伴うという、両区間に著しい対照のあることを指摘した。また、山陰花崗岩は広島花崗岩にやや遅れて、おもに第三紀初期に貫入したと考えられる、との見解を明らかにした。

小島丈児は、中国地方の中生界堆積前の基盤岩類は南から順に、領家変成帯・中間不変成帯・三郡変成帯南帯(山陽支脈)・中央不変成帯・三郡変成帯(山陰支脈)の帯状構造をなすものとして区別しているが、この帯状構造は広島市付近を北北東-南南西に走る一帯を境にして、中国地方西部と東部とは少しずれた分布を示すとし、基盤構造の不連続帯の存在を明らかにしている(KOJIMA, 1953)。この不連続帯はTSUYA(1934)の解析した沈降地帯とほぼ一致している。更に、KOJIMA(1953)は、



火成活動について触れ、広島花崗岩体の分布の北縁は岡山県中部から広島県東部にかけて西南西に走っているが、この不連続帯に入ると、中国山地内部に深く突っこんで島根県まで、すなわち本三瓶山図幅地域にまで及んでいると考えた。

昭和29年(1954)になると、核原料資源調査が始まり、翌昭和30年11月人形峠においてウラン鉱床が発見されてから地質調査が促進され、中国地方東部及び中部地域の花崗岩類に関する資料は急増し、5万分の1地質図幅が相次いで発行された。昭和30年に始った文部省科学研究費による総合研究「後期中生界の研究」、あるいは広島県による広島県地質図作成計画や三段峡と八幡高原の学術調査、更に島根県による県地質図作成計画や鉱物資源探査等による地質調査から貴重な成果がもたらされた。このなかには、岩石学の立場から、小島丈児・村上允英・吉田博直・三浦清らによって先導的な幾つかの提案が試みられている。

小島・吉田(1957)は、貫入様式・地質学的環境・岩石学的特徴から中国地方の花崗岩質諸岩体を次の3グループに区分した。すなわち、①広島花崗岩複合体、②中央深成岩群、及び③因美花崗岩複合体であり、時代に関しては中央深成岩群は広島岩体や因美岩体よりも古いものであり、広島岩体と因美岩体との関係については不明の点が多いが、時代の差はほとんどないものと考えた。

花崗岩類についての火成活動の研究を軸として、表成火成活動である火山噴出物の野外調査資料をまとめたのは吉田(1961)である。この論文では、吉舎火山(安山)岩類、高田流紋岩類及び作木火山岩類の名称が提唱され、その後の中国地方各地における火山岩類の記載及び時代・層序対比上、重要な代表的火山岩類として知られるようになった。特に、本三瓶山図幅地域の邑智町高山周辺の高山火山岩類及び本地域南方約10kmの広島県双三都作木村の作木火山岩類は、花崗岩礫を含む凝灰角礫岩の多産することで注目を集めた。

吉田(1961)は、更に本地域を含む島根県中部地域の花崗岩類の岩種が極めて多様であって、閃緑岩質岩から優白質花崗岩にわたる種々の岩種を含み、広島花崗岩に類似する岩相を示す新しそうなものであることを重視し、因美花崗岩複合体との混同を避けるため、この花崗岩類に邑智深成岩類の名称を与えた。また、因美花崗岩複合体を含めた広島・島根の県境を通る線をほぼ南限とする、山陰地方に広く分布する後期中生代ないし第三紀初期の花崗岩類を一括して、山陰花崗岩複合体と命名した。

本地域内の邑智深成岩類を形成する諸岩体は、火山岩類との関係から、前作木花崗岩(川本花崗閃緑岩・乙原花崗岩・赤名花崗閃緑岩など)、作木火山岩類とほぼ同時期のもの(祖式岩体)及び後作木花崗岩類(石見花崗岩)に区別された。吉田(1961)の研究は、いわゆる“石英斑岩”のかなりの部分が凝灰角礫岩や凝灰岩であることを明らかにするとともに、火山岩類を層序学的にとらえるという点で画期的な内容であった。しかし、既にその当時濃飛流紋岩類(河田ほか、1961)で知られていたように、“石英斑岩”には溶結相を有する凝灰岩を多産するとの火砕流堆積物の考え方は導入されていない。

本地域周辺の花崗岩類に溶結凝灰岩の記述を行ったのは三浦(1963)が最初である。ただ、この論文に示される火成活動の対比については、吉田(1961)と同様に、現時点の地質区分と一致しない点が少ない。しかし、KOJIMA(1953)の考えた広島市から北北東へ延びる基盤構造の不連続帯に注目した三浦(1963)は、この延長線が山陰においても重要なものと考え、「三瓶-広島構造帯」と呼び、その両側をそれぞれ「山陰東区」及び「山陰西区」と称して、両側の花崗岩類の違いを論じている。

“石英斑岩”と総称されていた地質について、詳細な火山層序学的研究が各地域において進められ、花崗岩類との関係が解明されてきたものの、化石を産出しないため相互対比は難問であった。例えばこの頃、広島花崗岩類の地質時代は作木火山岩類よりも後と記述されている（広島県、1964）。

その後、吉田（1966）はかつて高山火山岩類とみなしたもののうち祖式地区に分布し、君谷層群に不整合に覆われる火山岩類を発見し、これを川内石英安山岩と命名した。引き続き、村上・長谷（1967）はこれを川内石英安山岩層と呼んでいる。この火山岩類は、1976年以降川内層群と改称され、この中に祖式石英閃緑岩が貫入したと考えられている。本文では川内層群の名称を用いて区分している。

西南日本内帯後期中生代火成活動研究グループ（1967）が集約した火山岩層序と対比には、放射年令の測定結果が多数加わり、年代論に一つの支柱が入れられ、特に、作木火山岩類の地質時代が広島花崗岩類よりも後と述べるなど、従来の考え方に修正が行われた。山口県・島根県境付近の田万川層群の詳細な解析から、村上・西野（1967）が提唱した鍋状陥没地（カルデラ）形成説も、その後の火砕岩地域の研究に大きな刺激と指針を与えている点で注目に値する研究といえよう。

花崗岩類の岩石学的な新しい研究方法としては、ISHIHARA（1971）の行った岩石のモード組成と化学組成、磁鉄鉱／苦鉄質珪酸塩鉱物比とモリブデン鉱床及びタングステン鉱床生成区との関係を論じたもの、及び帯磁率の広域的变化を論じた金谷・石原（1973）が特記されよう。

50万分の1地質編集図「岡山」（広川ほか、1973）はこの時点までの火成活動に関する考え方を要領よくまとめ、図示している。しかし、その直後、広島花崗岩の延長部とされていた大朝岩体についての黒雲母の K-Ar 年令が  $40.3 \pm 1.9\text{Ma}$  及び  $37.8 \pm 1.8\text{Ma}$ （柴田・石原、1974；最近の壊変定数で再計算すると、それぞれ  $41.3 \pm 1.9\text{Ma}$  及び  $38.7 \pm 1.8\text{Ma}$ 、柴田私信）及び大朝岩体の地質記載（東元、1975）によって、大幅な修正を余儀なくされている。100万分の1日本地質図（広川ほか、1978）においては、このデータを重視し古第三紀花崗岩類が識別され、新たに本三瓶山図幅地域内に明示された。

1970年代後半に入ってから島根大学卒業研究を含めた団体研究が、飯泉滋・松田高明・沢田順弘・小田基明らにより進められ、本三瓶山図幅の南西部地域の詳細な地質図が作成され、白亜紀後期—古第三紀火成活動史が編まれた（山陰中生代末火成活動研究グループ、1979；飯泉・沢田、1980）。この研究成果は、最新の20万分の1島根県地質図（島根県地質図編集委員会、1982）に取り入れられている。この一連の研究には、フィッシュトラック法による放射年令が積極的に活用されるようになり、火成活動の細区分が試みられた。その過程で、松田・小田（1982）は従来から確認されていた作木火山岩類相当の高山火山岩類と高田流紋岩類相当の明塚流紋岩類あるいは邑智層群（市井原層及び矢谷層）の間に、桜江層群によって代表される新たな火山活動の存在を提唱している。

以上述べたとおり、本地域の白亜紀後期—古第三紀の火山岩類及び花崗岩類の研究は多岐にわたっており、その上、文献によっては原著による地質区分の内容と名称とが一致しなかったりするため、火山岩類の層序学的対比や花崗岩類の岩相上・放射年令による対比の試みは必ずしも容易でないばかりでなく、場合によっては混乱さえ招きかねない。その理由をもう少し詳しく考察すると、次のような事情によっているものといえよう。

火山岩類が点在し、鍵層が少ない。また、その年代の決め手となる化石を欠いている。岩相・層序対比を行う場合、花崗岩の熱的影響が著しく、岩相の類似性を的確に捕えることができない。したがっ

第2表 三瓶山図幅地域及び周辺における白亜紀後期—古第三紀火山岩類及び花崗岩類層序区分の変遷

地質時代	文献	吉田 (1961)		佐々木(1977)	山陰中生代末火成活動研究グループ (1979)	沢田(1979)	飯泉・沢田(1980) 松田・小田(1982)	本「三瓶山」図幅 (1983)
		広島県	本図幅地域					
古第三紀	漸新世					新期花崗岩類	祖式閃緑岩 川内層群・ 川本花崗閃緑岩	横原複合岩体 祖式閃緑岩
	始新世			石見花崗岩	石見花崗岩		柏瀬花崗岩	川内層群 石見花崗岩 酒谷トータル岩・奥山トータル岩
	晩新世			連水火山岩類	高山層群	八神火山岩類	高山層群	高山層群 高山火山岩類・逆水火山岩類 八神火山岩類・湯迫川火山岩類
	白亜紀後期		石見(微文象)花崗岩 祖式閃緑岩 作木火山岩類 高山火山岩類	赤名花崗閃緑岩	乙原花崗岩 魚切谷花崗閃緑岩	古期花崗岩類	乙原花崗岩 桜江層群	高畑花崗岩・乙原花崗岩 赤名花崗閃緑岩・川本花崗閃緑岩 灰屋川斑れい岩
白亜紀前期	(浦河)		乙原黒雲母花崗岩 川本花崗閃緑岩 赤名花崗閃緑岩 明塚流紋岩類		高畑花崗岩 邑智層群	大万木山層群	高畑花崗岩 邑智層群	邑智層群・新造寺山流紋岩類
	(富古) (有田) (高知)	高田流紋岩類 吉舎安山岩類						

て、いきおい深成岩類の貫入関係や、火山岩類・深成岩類の放射年令に助けを借りて、層序を組み立てたり対比を行うことになる。

数度にわたる深成岩類の活動があることから、熱による影響などを考えると、放射年令の意味づけが十分できないので、この方法も十分とは言えない。

このような事情から、本地域の上部白亜系—古第三系の地質区分について多くの提案があり、相互対比は必ずしも容易ではないが、今回の本地質図幅に採用した地質区分を加えて対比を試み、第2表を作成した。

### III. 2 概要

本地質図幅において図示できる最も古い岩石は白亜紀後期の酸性火砕岩を主とする新造寺山流紋岩類及び邑智層群である。以下に、この白亜紀後期の火山岩類から漸新世の火山岩類及び花崗岩類の地質の概要について記述する。

新造寺山流紋岩類は本地域南東部のごく狭い面積に分布し、赤名花崗閃緑岩及び黒雲母花崗岩に貫かれて、紅柱石を含むホルンフェルスになっている火砕岩源の変成岩である。この火砕岩は島根県・広島県境の脊梁山脈を構成する白亜紀後期の酸性火砕岩類に続いており、作木火山岩類に覆われる(吉田, 1961)。

邑智層群は本地域内では、松田・小田（1982）の命名した市井原層及び矢谷層からなり、かつて吉田（1961）の記載した明塚流紋岩類の一部に相当する。邑智層群は高畑花崗岩及び乙原花崗岩によって貫かれ、ホルンフェルス化しているもので、本地域南西部において数か所に離れて点在する上に、それぞれの露出面積は狭い。

ここでまず白亜紀後期火山岩類の地質時代の上限を決定する高畑花崗岩・乙原花崗岩・赤名花崗閃緑岩について触れる。

高畑花崗岩は邑智町高畑付近に分布する中一粗粒の花崗岩で、灰紫色を帯びたカリ長石を含む、圧砕組織により特徴づけられており、黒雲母はほとんど残存しないで緑泥石化している。高畑花崗岩についてのフィッシュトラック法以外の方法による地質年代はまだ決定されていない。他方、乙原花崗岩は、高畑花崗岩とほぼ同じ位の粒度を示し、淡紅色のカリ長石を含み、緑泥石化しているものの黒雲母の残存する花崗岩である。両花崗岩は分布域と岩相上に若干の違いは認められるとしても、今後の研究によって同一の地質区分にまとめられる可能性もある。

乙原花崗岩とひと続きのもので、吉田（1961）が都賀花崗岩と命名した粗粒黒雲母花崗岩は、 $65.0 \pm 2.8\text{Ma}$ （柴田・石原，1974；原典の $63.5 \pm 2.7\text{Ma}$ を新しい壊変定数で再計算したもの）及び $60.0 \pm 3.0\text{Ma}$ （本文）の黒雲母 K-Ar 年令を与えている。したがって、乙原花崗岩に貫かれる邑智層群は白亜紀一暁新世の境界あたりの地質時代よりも以前に形成されていたとみなせる。

赤名花崗閃緑岩は南隣「赤名」図幅地域内の大和村都賀本郷魚切谷付近で都賀花崗岩により貫かれており、今回赤来町加田における赤名花崗閃緑岩の黒雲母について K-Ar 年令 $64.3 \pm 3.2\text{Ma}$ 及び Rb-Sr 年令 $63.4\text{Ma}$ を得ている。黒雲母花崗岩は真木川付近にも分布するが、その地質時代は判明していない。その支脈とみられる花崗斑岩が赤名花崗閃緑岩を貫くので、ほぼ乙原花崗岩相当と考えている。したがって、新造寺山流紋岩類は邑智層群とほぼ同じ地質時代に形成されたものとみなせる。

灰屋川斑れい岩は、岩体の最西端の一部が本地域東端にわずかにのぞいており、赤名花崗閃緑岩によって貫かれている。赤名花崗閃緑岩は本地域の南東部から中部にかけて広く連続して分布し、中一粗粒で著しい風化作用を受けているため地表面は削剝されて滑らかな起伏と凹地を作り、赤名の盆地や来島貯水池のような低地をなしている。赤名花崗閃緑岩の主岩相は中一粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩で優黒色捕獲岩に富むが、2つの異なる岩相もこのなかに含めてある。一つは、灰屋川斑れい岩や新造寺山流紋岩類に接する付近で、幅広く現われる周縁相とみられる細粒の花崗閃緑斑岩である。もう一つは、風化面では主岩相と区別のつかない位似た中一粗粒であるが、しばしば長さ $20\text{--}50\text{mm}$ に達する桃色―赤色カリ長石の巨大結晶を含む斑状岩である。その露出域は来島ダム周辺から北及び東にかけて頓原町獅子まで広がっている。

川本花崗閃緑岩は本地域南西端から江川に沿って川本町市街地を通り、更に南西に向かって幅 $0.5\text{--}2\text{km}$ 位で細長く延びた形で分布するもので（第7図）、中一粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなる。本岩と高山層群の高山火山岩類との直接の接触部は、本地域内では観察されない。しかし、川本町市街地からおよそ $5\text{km}$ 南西の因原南西で、桜江町との境界近くの道路及び国鉄三江線線路上には、この花崗閃緑岩にアバットする形で不整合に覆うデイサイト質火山礫凝灰岩―凝灰岩礫岩が認められる。この火砕岩中には、至近の基盤の花崗閃緑岩の岩片が礫として多量に取り込まれており、ホルンフェルス化は

認められない。この火砕岩は、松田・小田（1982）によると、桜江層群の中野層の模式地として記載されている火山礫凝灰岩（N<sub>4</sub>）に相当し、川本花崗閃緑岩（川本岩体）によって貫かれホルンフェルス化している、と述べられている。この記述と上記の筆者らの観察結果とは大きく食い違っている。川本花崗閃緑岩は、赤名花崗閃緑岩のうちの中粒でやや斑状の岩相のものに類似している。かつて吉田（1961）はこの川本花崗閃緑岩を前作木花崗岩類として、赤名花崗閃緑岩と同一の地質時代のもとみなして区分している。本報告では、川本花崗閃緑岩は赤名花崗閃緑岩に相当するものとみなしているが、今後の検討によって時代の異なる複数の岩体に細分されるかも知れない。放射年令についてみると、本地域内の川本町多田における単斜輝石含有黒雲母角閃石花崗閃緑岩の黒雲母 K-Ar 年令は $34.1 \pm 1.7\text{Ma}$ が得られている。

乙原花崗岩は黒雲母花崗岩であり、模式地は本地域南西部の邑智町河木谷川及び竹谷川沿いであるが、既に吉田（1961）以降定着している名称であるためそのまま踏襲することにした。そのほか、乙原花崗岩に相当するものとして次の4か所の花崗岩体を含めている。すなわち、①赤来町野萱の赤名花崗閃緑岩分布地域内にはぼ北東—南西方向に貫入する小岩体、②本地城南東隅の赤来町下赤名における①と同様の小岩体、③本地域北東部の頓原町獅子北方から掛合町下刀根において西北西—東南東方向に延びる岩体、及び④三瓶山北西の大田市三瓶町小屋原—多根から野城—灰取にかけて西北西—東南東方向に延びる岩体である。以上4つの花崗岩体のうち、④の花崗岩体は、北隣「石見大田」図幅地域との境界付近から北側において、斑状の淡紅色カリ長石と白雲母を含むほか、一見して乙原花崗岩と区別がつきにくい黒雲母花崗岩からなる。これも乙原花崗岩に相当するものとしているが、今回の放射年令のデータによれば、粗粒でカリ長石斑状の黒雲母花崗岩の黒雲母 K-Ar 年令は $34.5 \pm 1.7\text{Ma}$ を得ている。またこの花崗岩体内に露出する細粒黒雲母白雲母花崗岩は断層が介在するため直接の貫入関係は確認できていないが、白雲母の K-Ar 年令は $56.1 \pm 2.8\text{Ma}$ である。

赤名花崗閃緑岩あるいは乙原花崗岩を不整合に覆うか、またはそれらの岩片を取り込んだ酸性—中性の火砕岩があり、広がりとしては長径およそ数km以内の面積をもち、①邑智町高山付近（高山火山岩類；吉田，1961）②邑智町連水より北方（連水火山岩類；佐々木，1977）③頓原町八神より北方（八神火山岩類，沢田，1978）④邑智町湯抱から大田市三瓶町池田にかけて、及び⑤川本町境界付近の邑智町地頭所付近、に分布する。これらは一括して高山層群と呼ぶことにする。すなわち、山陰中生代末火成活動研究グループ（1979）が提唱した地層名の拡大適用ということでここに再定義したい。

高山層群は褶曲したり断層により変位し、また石見花崗岩によって貫かれて熱変成あるいは変質作用を受けている。

本地域南東部の赤来町松本における火砕岩は径250m以下の狭い面積をもち、赤名花崗閃緑岩を覆う形で分布するに過ぎない。この地質区分上の帰属ははっきり決められないが、ここでは高山層群の連水火山岩類に相当するものとして位置づけしている。

石見花崗岩は本地域の中央部を幅およそ10kmでほぼ南北に延びているもので、露出面積から見て本地域の約3分の1を占める巨大な岩体ということができる。石見花崗岩は、細—中粒黒雲母花崗岩ないし花崗斑岩が主岩相であるが、その他多様の岩相を示すものまでを含めて一括している。最大の特徴は、沢谷川付近より北側において、本岩体が混成岩に富むことである。混成岩は主に斑状石英閃緑岩及

びトータル岩ないし石英閃緑ひん岩の比較的苦鉄質鉱物に富みカリ長石に乏しい優黒質岩であり、この中に石見花崗岩が急冷相を生ずることなく不規則に入りくんだ形で貫入している。優黒質岩の中に少量の中粒黒雲母花崗岩が網状に染み込んでいるように見えることもあり、また花崗岩の優勢な部分では、花崗岩のなかに捕獲岩が散在するように見える場合もある。

地質図幅では、典型的な石見花崗岩と異なり、多様な岩相を示すこの種の火成岩を混成岩として区別し、図示している。

石見花崗岩に見られるもう一つの特徴は、①ひん岩・安山岩・流紋岩などの岩脈が極めて少ないこと、②南東部の充満山<sup>じゅうまんやま</sup>付近を除いて、全域にわたって割れ目（節理に沿う小断層で粘土鉱物からなる細脈が生じている）の発達と著しい変質作用を受けており緑れん石化と一部に白雲母が認められること、及び③割れ目の形成と変質作用に加えて、磁鉄鉱含有の暗灰色を帯びた石英脈が幅10cm以下の細脈として無数に貫くこと、更に、④変質作用を受けた地域の一部に、不規則な鉱染状の黄鉄鉱を主とする鉱化作用及び珪化作用が認められることである。黄鉄鉱に黄銅鉱・閃亜鉛鉱を付随した場所では、邑智町<sup>このかいち</sup>九日市の三反谷<sup>みつたに</sup>のように採掘記録が残されていることもある。

石見花崗岩に特徴的な割れ目の形成、変質作用、磁鉄鉱含有の石英脈及び黄鉄鉱を主とする鉱化作用は、この岩体のみにとどまらず、石見花崗岩によって貫入を受けた周囲の岩石内にもその影響は及んでいる。顕著に影響を受けた場所として、①来島ダム西方の赤来町丸山から頓原町八神東の間の赤名花崗閃緑岩、②連水火山岩類分布域内の基盤である赤名花崗閃緑岩、③邑智町粕淵から北西方湯抱の間の邑智層群、及び④本地域西南端の銅ヶ丸<sup>どうがまる</sup>山（明治42年閉山）付近の邑智層群及び乙原花崗岩が挙げられる。

川内層群（松田，1976）は本地域西部において、都野津層群に覆われて川本町川内から大田市<sup>そじま</sup>祖式にかけて分布するもので、安山岩一流紋ダイサイト火山岩類からなる。川内層群は、高山層群より若く、また波多層より古い古第三紀後期の地層群と考えられる。また形成時期はまだ検討の余地があるものの、川内層群の前後かほぼ同時期の火山岩類と考えられるものに、小松地ダイサイト層及び戸風呂谷層がある。川内層群及び戸風呂谷層を貫き、川合層に覆われるものに槇原複合体がある。

### Ⅲ. 3 新造寺山流紋岩類及び邑智層群

#### Ⅲ. 3. 1 概要

本地質区分内に含まれる火山岩類は第8図に示されるとおり、本地域内では各所に散在しており、二つに区分されている。一つは本地域南東端にごく小面積に分布する新造寺山流紋岩類に属する流紋岩ないし安山岩の火砕岩であり、赤名花崗閃緑岩及び黒雲母花崗岩の上にルーフ状でわずかに残存する程度である。もう一つは本地域南西部における邑智層群であり、高畑花崗岩・乙原花崗岩・川本花崗閃緑岩に貫かれてホルンフェルス化した流紋岩ないしダイサイトの火砕岩である。

#### Ⅲ. 3. 2 新造寺山流紋岩類<sup>しんぞうじやま</sup>

命名 吉田（1961）

模式地 南隣「赤名」図幅地域へ約6km入った、島根県邑智郡大和村及び広島県双三郡作木村の境

界，すなわち中国脊梁山脈の一部をなす新造地山<sup>4)</sup>（標高785.7m）の周辺。

**分布** 本地域南東隅の真木川下流に，北東—南西方向に延びて露出するほか，上来島中城子において微小岩体（地質図には省略）が赤名花崗閃緑岩中に取り込まれている。真木川流域のものは，模式地の新造地山まで途切れることなくひと続きでつながるものとみられる。

**層序関係及び層厚** 本流紋岩類は本地域内において溶結構造などが認められないので，地質構造解析が困難である。層厚は推定できない。

**岩相** 乳白色—灰白色，しばしば灰褐色を帯びた流紋岩火砕岩が大部分を占め，一部に安山岩溶岩が挟まれる。本流紋岩類はすべてホルンフェルス化している。流紋岩火砕岩は細粒凝灰岩からなり，風化面では1mm以下の角ばった石英の結晶片が浮き上って見えるほか，アブライトに誤認されやすい。花崗岩類に至近の部分では，特に褐色が濃くなる。

**岩石記載** 堇青石紅柱石黒雲母白雲母ホルンフェルス<R19841> <sup>あかぎ まき</sup> 赤来町真木

微小黒雲母が一様に広がって黒い光沢を放ち，岩石全体が褐色を帯びた暗灰色を呈する。鏡下では約1-3mmの石英・斜長石・カリ長石の結晶片がモザイク集合体からなるマトリックス内に散在する。この結晶片の外形は元の凝灰岩の組織を残し破片状を示すものの，周縁部は細粒モザイク集合体に移化し明瞭な輪郭はない。

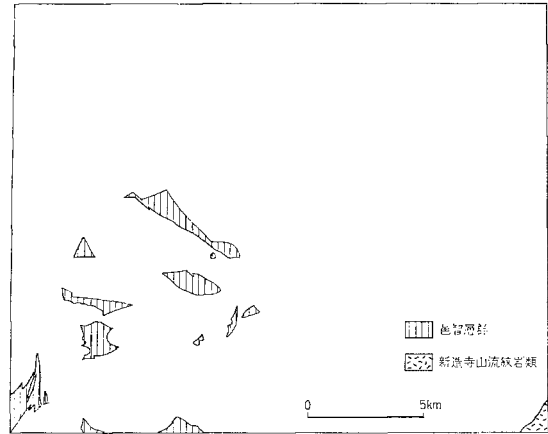
原状のまま残っているとみられる結晶片でも，その内部に割れ目を生じていると，そこに沿ってマトリックスと同様のモザイク集合体が晶出している。元有色鉱物であったとみられる結晶片は全く形状もとどめないで，白雲母・黒雲母の集合体に変っているが，そのなかにしばしば紅柱石（約2mm）及びピナイト化した堇青石が認められる。マトリックスは再結晶して約0.1mmの石英・斜長石・カリ長石・白雲母・黒雲母のモザイク集合体になっており，原岩のマトリックスに溶結構造が存在したかどうかなどの状況を復元して推定することは難しい。不透明鉱物は少量点在するに過ぎない。

### Ⅲ. 3. 3 <sup>おおい</sup> 邑智層群

**命名** 本層群は，吉田（1961）の明塚流紋岩に相当するが，模式地とされた邑智町明塚には分布していないことから，層序・分布の再検討を経て，山陰中生代末火成活動研究グループ（1979）により新たに命名された。

**模式地** 南隣「赤名」図幅地域内の川本町市井原西方（市井原層），及び川本町矢谷周辺（矢谷層）。

**分布及び層厚** 本層群は主に南隣「赤名」図幅地域内に分布し，そこでは模式的な層序を見ることが



第8図 白亜紀後期火山岩類の分布図

4) 地名を誤ったまま最初に記載された。しかし，ここではあえて訂正しないでその地質区分の名称を活かすため，そのまま使用する。

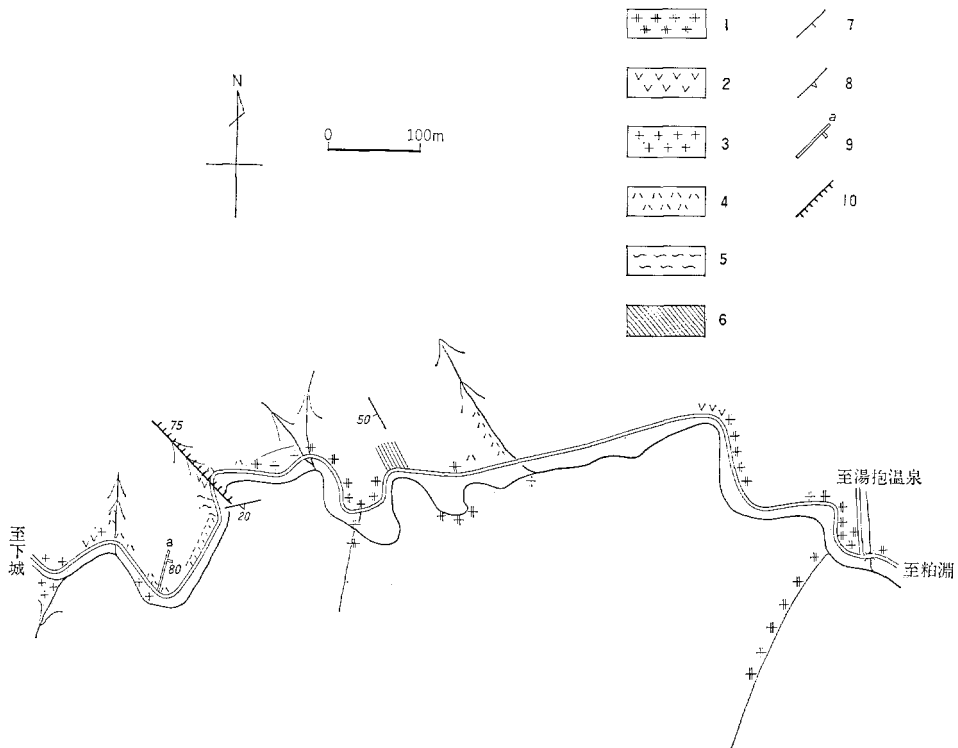
できる（松田・小田，1982）．本図幅地域内では，小岩体が，国道375号線沿いの邑智町尻無川流域，同町惣森東方，同町高畑・本郷一浜原ダム付近，同町元山一向谷付近，川本町多田付近，及び大和村日平北方一邑智町竹付近にそれぞれ分離して露出するに過ぎない（第8図）．

松田・小田（1982）によれば，このうち大和村日平北方一邑智町竹付近に分布するもののみが矢谷層に属し，他の地域のは市井原層に属する．

このように互いに孤立して分布するため，相互の対比は困難で，しかも地質構造解析の手掛りが少ないので，層厚は分からない．

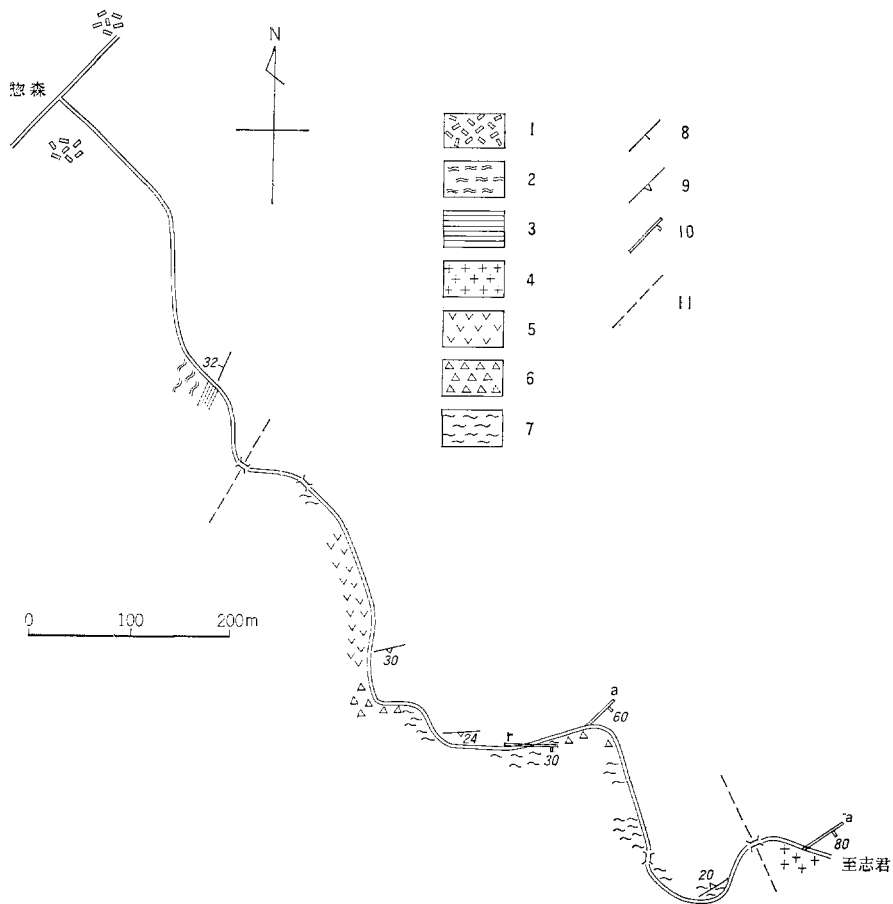
**層序関係及び貫入関係** 本層群は高畑花崗岩・乙原花崗岩・川本花崗閃緑岩及び石見花崗岩に貫かれ，特に湯抱西方では小岩体のひん岩に貫かれる．元山一向谷付近では，高山層群の溶岩に不整合に覆われる．本地域には市井原層と矢谷層の層序関係を示す場所はない．南隣「赤名」図幅地域内における本層群のフィッシュントラック年令は92Maである（松田，1981）．

**岩相** 主として灰色ないし灰緑色を呈する流紋岩ないしデイサイトの火砕岩からなるが，ごくわずかに流紋岩の溶岩や，植物化石とみられる炭質物に富む頁岩層を挟んでいる（第9・10図）．火砕岩は大部分がガラス質の溶結凝灰岩であり，しばしば後の再結晶作用により元の堆積構造が分からなくなっている．比較的再結晶の程度が弱く本質レンズが残っている所では，レンズの長さは3cm以下，厚さも



第9図 邑智町湯抱西方における邑智層群の岩相変化を示すルートマップ 1: ひん岩 2: 流紋岩 3: 黒雲母花崗岩（高畑花崗岩） 4-6: 邑智層群（4: デイサイト-流紋岩結晶凝灰岩 5: デイサイト質溶結凝灰岩 6: 凝灰質頁岩） 7: 堆積岩の走向・傾斜 8: 溶結凝灰岩の葉理面の走向・傾斜 9: 安山岩岩脈の走向・傾斜 10: 断層





第10図 邑智町西方惣森付近における邑智層群の産状を示すルートマップ 1-3: 戸風呂谷層 (1: 斜方輝石・単斜輝石安山岩 2: デイサイト質溶結凝灰岩 3: 凝灰質頁岩) 4: 細粒黒雲母花崗岩 5-7: 邑智層群 (5: 流紋岩容岩 6: 流紋岩質火山礫凝灰岩 7: 流紋岩質溶結凝灰岩) 8: 堆積岩の走向・傾斜 9: 火山岩の流理・レンズの並びの走向・傾斜 10: 岩脈の走向・傾斜 (a: 安山岩 r: 流紋岩) 11: 推定断層

数mm以下である。強く熱変成を受けている場所ではホルンフェルス化して暗緑色から褐色を呈する緻密な岩相を示す場合と、淡いピンク色を帯びた白色になる場合がある。

肉眼では岩片はほとんど見られないが、鏡下では2mm以下の流紋岩・文象斑岩・千枚岩ないし珪質片岩の岩片が普遍的に認められる。惣森東方地域・高畑地域及び浜原ダム西方では、径1-5cmの岩片が多く含まれ、そのうち灰色で流理構造を持つ流紋岩が最も多く、そのほかに中一粗粒の黒雲母花崗岩・文象斑岩・デイサイトが含まれる。これらの中で特に注目されるのは花崗岩の岩片である。高畑における再結晶の進んだ火砕岩の場合、その花崗岩の岩片は灰色を呈する5cm以下の大きさで、3-8mmの大きさの石英・カリ長石・斜長石・黒雲母からなっている。鏡下ではこれらの主成分鉱物が元の形状を残しながらも、一部破砕し、その部分が再結晶して径0.2mm位のモザイク組織になっている。主成分鉱物の粒間には径0.1mm程度の白色雲母が径0.5-1.5mmの集合体を形成し、内部に0.01mm以下の不透明鉱物とざくろ石が生じている。このほかに鉄鉱・スフェン・ジルコン・アパタイトが含まれる。

**岩石記載** 流紋岩ガラス質凝灰岩<R20974> 邑智町下城東方

5mm以下の暗灰色流紋岩・アプライトの岩片を含む緑色の緻密な岩石である。鏡下では石英・斜長石・カリ長石の径3mm以下の結晶が2割程度含まれる。石英結晶の一部は半自形で湾入状の外形を示す。石英と斜長石の量はほぼ等しい。カリ長石はパーサイト構造を示す。マトリックスは脱ガラス化して網状の粘土鉱物になっている。

白雲母黒雲母ホルンフェルス<R19980> 邑智町向谷

灰白色を呈して、一見石英斑岩様に見える。鏡下では1-4mmの石英・斜長石・カリ長石の結晶片及び0.1mm位の黒雲母集合体からなる0.5-2mm大のレンズが、マトリックス中に散在する。マトリックスはモザイク組織を呈する0.1mm以下の石英・長石からなり、そのほか微粒の黒雲母・白雲母・ざくろ石・ジルコンを含んでいる。

### III. 4 灰屋川斑れい岩及び志君花崗閃緑岩

赤名花崗閃緑岩及び高畑花崗岩に貫かれるか、あるいはこれらの花崗岩類中に捕獲岩として取り込まれる小岩体をここで記述する。

#### III. 4. 1 灰屋川斑れい岩

**命名** 新称

**模式地** 本地域東端から東隣「頓原」図幅地域内に入った島根県飯石郡赤来町野萱灰屋川沿い

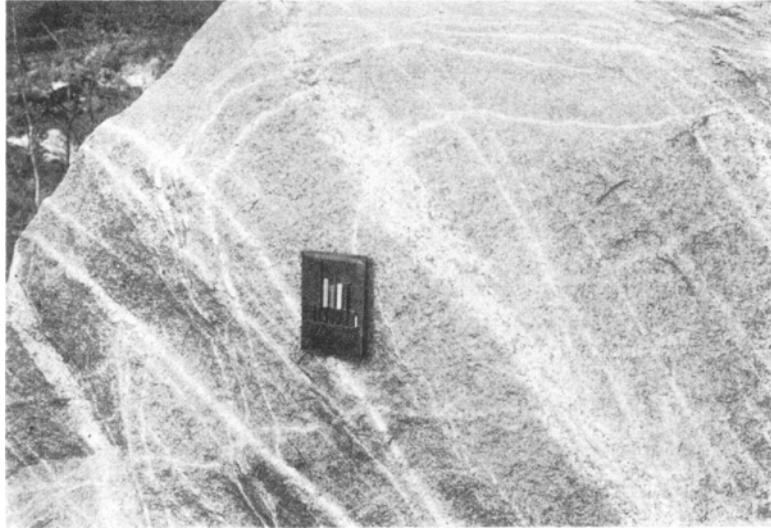
**分布** 本地域南東隅の野萱と上来島において南北約4kmの間に極くわずかに点在・露出するのみで、主要部は東隣「頓原」地域内にある。

**貫入関係** 赤名花崗閃緑岩の周縁相である花崗閃緑斑岩と接するほか、アプライト・流紋岩・花崗斑岩の岩脈に貫かれる。しかし、新造寺山流紋岩類との関係は確かめられていない。また赤名花崗閃緑岩は多数の径数cm位の楕円体状苦鉄質捕獲岩に富んでいるけれども、捕獲岩は中一細粒の閃緑岩であって、本岩とは似ていない。

**岩相** 主岩相は粗位相からなり、本地域東部には中一細粒緻密な岩相も見られる。粗粒相には節理に沿って幅1-2cm内外の中一細粒石英閃緑岩岩脈の貫くのがきわ立って見えることがある(第11図)。粗粒相は著しく風化が進行しており、かつての山砂鉄採掘に向っていたため盛んに鉄穴流しが行われていた。現在の地表面はこの人工改変によるもので、自然の地形面は残されていない。

**岩石記載** 中粒単斜輝石黒雲母角閃石斑れい岩<R19871> 赤来町野萱

暗黒色を示し、角閃石劈開面からのにぶい反射光沢が目立ち、暗灰色斜長石の形状ははっきりしない。鏡下では径2-4mmの自一半自形で弱い累帯構造を持つ斜長石に、有色鉱物として緑色角閃石・黒雲母(一部緑泥石・緑れん石化)・不透明鉱物・単斜輝石が加わっている。有色鉱物は幾分偏在するものの、量比45%を超えることはない。緑色角閃石は自形結晶をなすものが多く、その核部には、しばしばジグザグのシンプレクタイト様外形を示す単斜輝石を含んでいる。単斜輝石は2-3%含まれるのみで、いつも緑色角閃石に取り囲まれており、斜長石中に単体として存在するものは認められないばかりか、



第11図 灰屋川斑れい岩中を貫く石英閃緑岩などの細脈 (赤来町野堂, 山下七郎氏石庭)

黒雲母や不透明鉱物と接することもない。綠色角閃石の一部は淡綠色のアクチノ閃石質角閃石集合体に移化する。黒雲母はしばしば不透明鉱物と接したり、綠色角閃石と接して晶出している。石英は微粒、他形で極少量粒間にあるものの、その量は1%に達しない。

### Ⅲ. 4. 2 志君花崗閃緑岩

**命名** 新称

**模式地** 邑智町志君

**分布** 模式地では志君川に沿って300mほど露出し、また北方の角石にも小範囲に分布する。このほか、本岩の50cm—数mの捕獲岩塊は志君付近から東方の高畑まで点々と高畑花崗岩に取り込まれている。角石では本岩中に高畑花崗岩の支脈が貫入している。

**岩相** 主に中—細粒の花崗閃緑岩であり、一部はトータル岩である。しばしば石英とカリ長石が斑状になる。角石や高畑では細粒緻密な岩相を示すものがある。

**岩石記載** 斑状花崗閃緑岩<R19650> 邑智町志君

濃綠色細粒の岩石で、斜長石・石英の白色の斑状結晶が目立つ。鏡下では4-8mmの斜長石・石英・カリ長石の自形斑状結晶と、細粒等粒状の主として0.2-0.5mmの石英・斜長石・緑泥石・カリ長石からなる。また、緑れん石・不透明鉱物・褐れん石・アパタイトを少量含む。圧砕された面に沿って緑れん石が網状—脈状に生じ、近くの石英・斜長石は再結晶して径0.2mm以下のモザイク組織を示す。

### III. 5 赤名花崗閃緑岩及び川本花崗閃緑岩

邑智層群あるいは新造寺山流紋岩類を貫いて熱変成作用を与え、また高山層群に不整合で覆われる花崗岩類のうち、角閃石に富み、楕円体の苦鉄質捕獲岩を含むものをこの地質区分に入れている（第12図）。

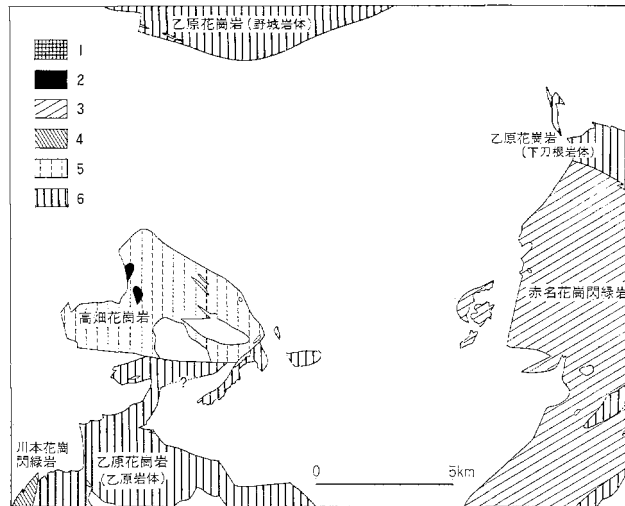
#### III. 5. 1 赤名花崗閃緑岩

**命名** 吉田（1961）

**模式地** 本地域東部来島貯水池周辺

**分布** 本地域南東部に広く分布し、分布の西縁では石見花崗岩の貫入を受けている。この貫入面はほぼ北北東—南南西ないし北東—南西方向に延び、途中、邑智町九日市—酒谷間で約4km東西方向をとるものの、この延びの傾向は南隣「赤名」地域内の魚切谷花崗閃緑岩（山陰中生代末火成活動研究グループ、1979）に続いている。北端は乙原花崗岩相当の刀根岩体と西北西—東南東の線で接する。

**層序関係及び貫入関係** 新造寺山流紋岩類に貫入したり、またその微小岩体を捕獲している。本地域東端の灰屋川斑れい岩に対して、周縁相の花崗閃緑斑岩で接する。連水火山岩類には不整合に覆われているとみられるが、境界付近で両者間数m近くまで追跡できるものの、肝心の露頭は—か所も発見できていない。しかし、本赤名花崗閃緑岩の岩片が角礫として連水大山岩類の火砕岩中にあるいは進入角礫岩として多量に含まれていることから、本岩が基盤をなしていることは確実である。本岩は乙原花崗岩相当の下刀根・野萱・真木の各岩体に貫かれるほか、この派生脈のアプライト・花崗斑岩の岩脈や石見花崗岩あるいはその支脈の花崗斑岩・文象斑岩・長石斑岩、更に無数のひん岩脈にも貫かれている。



第12図 古第三紀前期進入岩類の分布図 1: 灰屋川斑れい岩 2: 志君花崗閃緑岩  
3: 赤名花崗閃緑岩 4: 川本花崗閃緑岩 5: 高畑花崗岩 6: 乙原花崗岩

**岩相** 本岩は粒度が大きいこともあって、分布域全体にわたって風化が進んでおり、新鮮な露岩は極めて少ない。完全にまさ化した花崗閃緑岩のなかに径2m位の玉石状に新鮮な岩石が残存することがあり、風化作用は節理系に沿って進行しているのが分かる。本岩は主岩相の粗粒岩と一部の斑状岩とに分かれる。

主岩相は中一粗粒、角閃石を含む暗灰色を帯びた花崗閃緑岩で特徴づけられており、しばしば角閃石は長さ10mmの長柱状に成長し、また径数mm-数cmの細粒黒雲母角閃石トータル岩ないし石英閃緑岩の捕獲岩に富んでいる。主岩相の岩石は、来島貯水池から南側の本地域内南東部にかけて広がっている。他方、斑状岩は2種類のものが認められる。その一つは本地域南東端の灰屋川斑れい岩周辺にわずかに分布する。この斑状岩は長柱状角閃石及び斜長石・石英・カリ長石斑晶の目立つもので、主岩相と同じく石英閃緑岩の捕獲岩を含んでいる。この斑状岩はおそらく主岩相の周縁相であろう。もう一つの斑状岩は来島ダム周辺から北部にかけて分布するもので大きさ5-20mmの淡紅色カリ長石の斑状結晶 (inset) が含まれており、場所によっては20mmを超え50mmにも達することがある。本淡紅色カリ長石斑状岩は地質図上でその分布がだまかに示されているけれど、主岩相との境界は明確に線引きできないし、また両者の関係も分かっていない。両者はおそらく漸移関係にあるとみなしている。

**岩石記載** <主岩相> 粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩<R19804> 赤来町加田

本岩は主に灰白色の斜長石・石英・カリ長石からなり、少量の黒雲母・角閃石・不透明鉱物が散在し、全体としては暗灰色を呈する。角閃石・黒雲母ともに劈開面におけるガラス光沢が鮮明である。本岩は径数mm-数cmの捕獲岩に富むが、そのうち肉眼で見て捕獲岩を含まない部分を選んで粉砕し、黒雲母を分離してK-Ar及びRb-Sr法による放射年令測定に用いた。

鏡下では斑状を呈し、粗粒結晶は大きさ5-7mmの斜長石・石英・カリ長石からなる。斜長石は自形で顕著な累帯構造を、石英は丸味のある外形と湾入状を、カリ長石は微斜長石消光と糸状パーサイト構造とをそれぞれ示している。細粒のものは1-2mm位で、緑色角閃石・黒雲母・褐れん石であり、そのほかの石英、斜長石(累帯構造をもつ)、カリ長石は量も少なく、粒間充填的である。不透明鉱物は径0.3mm以下で散在している。微小の黒色捕獲岩は緑色角閃石と不透明鉱物に富む細粒黒雲母角閃石石英閃緑岩である。

<淡紅多色カリ長石斑状相>：カリ長石斑状結晶含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩<R21005> 赤来町丸山近く

本岩は、斑状のカリ長石が自形をなし淡紅色を帯びること、更に石英も淡紫色を帯びることにより、主岩相の暗灰色と異なり赤味の色調を与えている。鏡下では、粗粒結晶は4-10mmの大きさで自形のカリ長石、丸味をもった石英、自形で累帯構造を示す斜長石(中核部はしばしば白色雲母、緑れん石などで汚れている)からなる。幾分細粒の結晶は2mm大の緑色角閃石及び黒雲母(一部緑泥石・緑れん石・不透明鉱物に変質)と1mm位の褐れん石に加えて、自形斜長石、丸い石英、他形カリ長石、不透明鉱物が認められる。付随鉱物としては径0.5mm以下のアパタイト・ジルコンが含まれる。

### Ⅲ. 5. 2 川本花崗閃緑岩

**命名** 吉田(1961)

**模式地** 川本町多田から南西隣「川本」図幅地域内の因原に至る江川沿い。

**分布** 本地域南西隅より幅1kmで、北東—南西方向に約4km延びて分布する。

**貫入関係** 川本町川本東方（南隣「赤名」図幅地域内）において、本花崗閃緑岩は邑智層群中に貫入して顕著な熱変成作用を与えている。本岩と乙原花崗岩との直接の関係は露頭が欠けているので分からない。しかし、川本町多田において本岩に至近の乙原花崗岩が7-8mmの球形の石英の目立つ花崗斑岩相になっていること、及び祖式川と江川の合流点西の露頭では、幅40cmのアブライトが本岩を貫いていることから、本岩は乙原花崗岩に貫かれると考えられる。

本岩の黒雲母 K-Ar 年令は25Ma（河野・植田，1966），34.1±17Ma（本報告）で、ジルコンのフィッシュトラック年令は29，33Ma（MATSUDA，1982）である。これらの値は付近に多数分布する珪長質岩岩脈の貫入による若返りの可能性が大きい。

**岩相** 細粒ないし中粒の均質な花崗閃緑岩で、まれに径3-30cmの細粒トータル岩の捕獲岩を含む。

**岩石記載** 中粒単斜輝石含有黒雲母角閃石花崗閃緑岩<R19995> 川本町多田

緑色を帯びた暗灰色を呈し、捕獲岩として径3-4cmの石英斑状細粒トータル岩を含む。K-Ar法による放射年令測定用の試料は、このトータル岩を避けて粉碎し、黒雲母を分離した。鏡下では幾分斑状組織を示しており、主に斜長石・石英・角閃石・黒雲母・カリ長石・単斜輝石からなる。斜長石は径0.2-10mmの半自形—自形で累帯構造を示す。石英・カリ長石は径1-4mmで他形を示す。角閃石は長さ3-5mmで緑色を示す。まれに累帯構造を持つものがあり、中心から外に向かってZ軸色が緑色→淡緑色→青緑色に変化する。黒雲母はやや褐色味の強い径2-3mmの厚板状結晶である。量的には角閃石よりも少ない。単斜輝石は主として角閃石の内部にC軸を平行にして包有され、そのほかまれに斜長石の内部にポイキリティックに含まれる。副成分鉱物として不透明鉱物・スフェン・アパタイト・ジルコンを含む。

### III. 6 <sup>たかはた</sup>高畑花崗岩及び<sup>おんぼら</sup>乙原花崗岩

邑智層群または新造寺山流紋岩類を貫き、高山層群に覆われる粗粒黒雲母花崗岩である。

#### III. 6. 1 高畑花崗岩

**命名** 松田（1976）

**模式地** 邑智町粕淵と高畑の間

**分布** 邑智町高畑付近からその西方に東西7km，南北4kmの地域に広がる。また、邑智町浜原東方の沢に、石見花崗岩に捕獲された小岩体としても存在する。

**貫入関係** 邑智層群を貫き、志君花崗閃緑岩を捕獲している。奥山では奥山トータル岩の貫入を受け、また同岩体中に小岩塊として本花崗岩が捕獲されている（第13図）。また、志君西方で東西1.5km，南北2kmほどの石見花崗岩の小岩体に貫かれている。南側の乙原花崗岩とは、邑智町吾郷北方において東西系の断層で接し、西側の戸風呂谷層とは南北ないし北東—南西系の断層で接する。本岩のジルコンのフィッシュトラック年令として82±7Ma（松田，1980），80Ma（MATSUDA，1982）が報告さ



第13図 奥山トール岩中に捕獲された高畑花崗岩の岩塊 (直径1.2m) (邑智町奥山)

れている。

**岩相** 全体に中粒ないし粗粒の黒雲母花崗岩からなる。岩相変化は少ないが、邑智層群に接触する部分では斑岩相を示すことがある。本岩分布域の北東縁に沿って、特に模式地の高畑一野井付近では本岩はいわゆるプロトクラスティックあるいはマイロナイト質の組織を示し、紫紅色を呈するカリ長石を含む。この特徴から乙原花崗岩とは区別が可能であるが、模式地から離れるにつれて、この特徴は薄れ、乙原花崗岩との区別はほとんど困難となる。しかし、本岩が志君花崗閃緑岩の径数cm—数100mの捕獲岩塊を含むほかに、流紋岩火砕岩や石英斑岩の捕獲岩を含む点は、捕獲岩の少ない乙原花崗岩とは異なった特徴である。また、本岩と乙原花崗岩とは断層で接するが、断層付近の乙原花崗岩の一部が斑状になることから、本岩と乙原花崗岩の進入時期がどの程度異なるかは分からないものの、本花崗岩が乙原花崗岩以前に進入した可能性も否定できない。したがって本報告では乙原花崗岩からは区別しておいた。この点は岩石の放射年令測定値の問題を含めて、今後慎重に検討されるべきである。なお、野井南方で高畑花崗岩が邑智層群を取り囲んでいるが、その接触部には紫紅色のカリ長石の斑状結晶を含む細粒花崗閃緑岩が分布する。このカリ長石斑状花崗閃緑岩と周囲の高畑花崗岩との関係ははっきりしていないが、分布と岩相から、高畑花崗岩の周縁相と考えたい。

**岩石記載** 粗粒黒雲母花崗岩<R19606> 邑智町高畑南方

わずかに紫色を帯びた灰色の5-10mmのカリ長石が目立つ優白質岩である。鏡下ではカリ長石の間を3-7mmの石英と斜長石及び1mm以下の黒雲母が埋めている。カリ長石は葉片状のパーサイト構造を示し、石英・斜長石の小結晶を含むことがある。カリ長石とカリ長石の境界に沿って、オリゴクレイス質の斜長石の小結晶が成長していることがある。そのほかカリ長石の破碎された面に沿ってカリ長石・石英・斜長石が再結晶して、0.1mm位のモザイク組織を示す。黒雲母は完全に変質して緑泥石と不透明鉱物になっている。副成分として不透明鉱物・スフェン・ジルコン・アパタイトを含む。

カリ長石斑状花崗閃緑岩<R20968> 邑智町野井南方

1cm大の斑状紫紅色のカリ長石を含み、緑色を呈する細粒の岩石である。鏡下では径0.5-3mmの

石英・斜長石・黒雲母・カリ長石からなり、一部にプロトクラスティック組織が認められる。カリ長石には葉片状パーサイト構造及び微斜長石構造が認められる。黒雲母は完全に変質して緑泥石と緑れん石になっている。副成分として不透明鉱物・スフェン・アパタイト・ジルコンを含む。

### Ⅲ. 6. 2 乙原花崗岩

**命名** 吉田 (1961) は、本図幅地域南西部を占める中粒ないし粗粒の黒雲母花崗岩を乙原花崗岩と命名した。本報告では、このうち松田 (1976) により区別された高畑花崗岩を除く一方、また吉田 (1961) の「赤名」図幅地域内の都賀花崗岩が、乙原花崗岩とは一続きの岩体であるので (山陰中生代末火成作用研究グループ, 1979), これを含める。また模式地に分布するもののほか、本地域北部の野城付近、北東部の下刀根付近などにも岩相上類似し、進入時期もほぼ同じと判断される岩体が分布するので、これらについても乙原花崗岩のなかに入れる。これらは互いに孤立して分布することから、それぞれ乙原岩体、野城岩体、下刀根岩体と呼ぶことにする (第12図)。

**模式地** 邑智町乙原周辺

**分布及び層序関係・貫入関係** 乙原岩体は邑智町乙原を中心に、本地域南西部の吾郷より南隣「赤名」図幅地域の都賀にかけて分布する。元山東方・栗原川下流・銅ヶ丸及び赤名地域内の日平西方で、本花崗岩が周縁急冷相をもって邑智層群の火砕岩に貫入しているのが観察される。高畑花崗岩及び奥山トナール岩とは断層で接するため、直接の関係は不明。滝原より明塚に至る道路の両側、明塚南方及び港北方では、本花崗岩は高山火山岩類に不整合に覆われている。栗原と上川戸では石見花崗岩が本花崗岩を貫き、捕獲している。本花崗岩の黒雲母 K-Ar 年令は  $65.0 \pm 2.8\text{Ma}$  (柴田・石原, 1974) 及び  $60.0 \pm 3.0\text{Ma}$  (本報告) である。

**野城岩体**は本地域北部の大田市野城一小屋原一山口より北へ、北隣「石見大田」図幅地域内にまで広く分布する。本岩体の南縁は弧状に南へ張り出して石見花崗岩と接する。山口の藤木谷西方で、石見花崗岩が本花崗岩を捕獲しているのが観察される。「石見大田」地域内の大田市井口付近及び、下多根北方には、白雲母を多量に含む細粒黒雲母白雲母花崗岩が幅数100mの岩体をなして分布するが、本岩体との境界は10m程度の間で漸移するよう見え、また断層も介在しているので直接の前後関係を確認できなかった。大田市灰取における本岩体の中粒黒雲母花崗岩の黒雲母 K-Ar 年令は  $34.5 \pm 1.7\text{Ma}$  で、ほぼ石見花崗岩と同じ年令を示す。一方上述の下多根北方の細粒黒雲母白雲母花崗岩中の白雲母 K-Ar 年令は  $56.1 \pm 2.8\text{Ma}$  である。前者の値は石見花崗岩の貫入による若返りと考えたい。後者の値は乙原花崗岩の黒雲母 K-Ar 年令とほぼ同じ値を示すことから、周囲の黒雲母花崗岩との関係は不明ながら、相前後して進入したと考えられる。

**下刀根岩体**は沢田 (1978a) の古期花崗岩類の B<sub>2</sub> に当たり、本地域北東部の掛合町下刀根から東隣「頓原」図幅地域にかけて、東西5km、南北2.5kmの範囲に分布する。頓原町獅子寸後谷の北方の道路上で、本花崗岩が赤名花崗閃緑岩に貫入しているのが観察される (第14図)。また、本岩体は石見花崗岩及び野田山複合岩体に貫かれて、波多層とは断層で接する。

以上の岩体のほかに、岩株状の小岩体が本地域南東部の赤来町野萱付近と真木付近の赤名花崗閃緑岩の分布地内に分布する。真木付近の本岩体は新造寺山流紋岩類に貫入して熱変成作用を与えている。



**岩相** 一般に桃色のカリ長石を含む中粒ないし粗粒の黒雲母花崗岩として特徴づけられ、捕獲岩をほとんど含まない。乙原岩体と野城岩体の一部には以下に記述する特異な岩相を示すものがある。乙原岩体の中には5-10mmの球状石英を含む斑状相ないし斑岩相を示すものがある。斑状相ないし斑岩相は岩体の周縁部に多く見つかっているが、乙原東方や、青杉ヶ城山西方のように岩体内部に分布するものもある。

野城岩体にはとこにより、粗粒白雲母黒雲母花崗岩や、2-3cm大の桃色カリ長石の斑晶を含む岩相がある。

**岩石記載** 粗粒黒雲母花崗岩<R19991>  
邑智町港

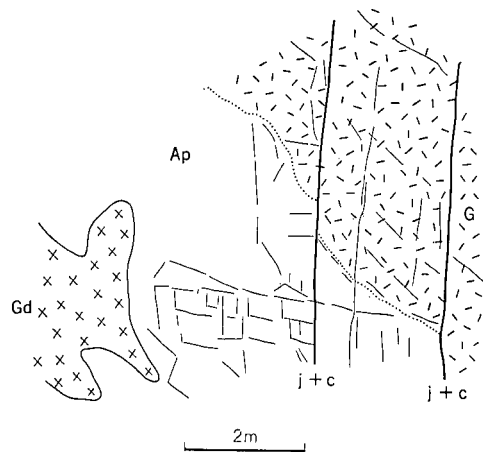
本岩は淡い桃色を呈するカリ長石によって全体として桃色を帯びた粗粒の花崗岩である。また2-7mmの大きさの石英・カリ長石・斜長石からなり、少量の0.5-1.5mmの黒雲母が散在している。鏡下では石英は他形のものと同球形のもの2種類が認められる。カリ長石にはパーサイト構造があり、斜長石のラメラの幅が広い。ラメラの斜長石がアルバイト双晶をしている。斜長石は1-5mmの大きさで、石英・カリ長石に比べて小さい。カリ長石との境界に沿ってミルメカイトが形成されているものがある。黒雲母は一部緑泥石化して緑れん石を含んでいるが、新鮮なものは濃い茶色を呈する。このほかに不透明鉱物・緑色角閃石・スフェン・褐れん石・ジルコン・アパタイトを含む。

花崗斑岩<R19994> 川本町多田東方

本岩は4-8mm大の球状石英の目立つ、細粒で紅色を帯びた灰色を呈する岩石である。鏡下では自形斜長石からなる2-8mmの集斑状組織が認められる。石基は大部分が微文象組織をなす石英とカリ長石で占められ、0.1-0.2mmの黒雲母や緑色角閃石の0.5mm位のクロットが少量含まれる。このほかにごく少量の不透明鉱物・スフェン・ジルコン・アパタイトが含まれる。また変質によって方解石と緑れん石が生じている。

カリ長石斑状黒雲母花崗岩<R23198> 大田市徳原

本岩は2-3cmの大きさの柱状カリ長石を含む斑状岩で桃色を呈する。鏡下では主に1-7mmの大きさの石英・カリ長石・斜長石からなり、1-2mmの黒雲母を少量含む。カリ長石は斑状のものと細粒のものがあるが、両者ともにパーサイト構造を示し、違いは認められない。またカリ長石の結晶同士の粒間には、斜長石の小結晶が晶出している。斜長石には弱い累帯構造が見られる。副成分鉱物としては白雲母・不透明鉱物・褐れん石・ジルコン・アパタイトを含む。白雲母は他の鉱物の粒間に少量生じているが、まれに黒雲母の外側を取り囲んで成長しているものがある。アパタイトは黒雲母の内部に取り



第14図 赤名花崗閃緑岩 (Gd) を貫く乙原花崗岩 (下刀根岩体, G) とその周縁相 (Ap) の関係を示すスケッチ図 (頼原町獅子) 接触部においては急冷周縁相 (アプライト一斑状花崗岩) の幅は約2mであり、向かって左側 (南側) は赤名花崗閃緑岩の淡紅色カリ長石斑状相に続く。ApとGの間は漸移的であり節理系 (細線) はあまり発達しない。j+c は粘土を挟み、わずかに転位している。

込まれていることが多い。

### Ⅲ. 7 高山層群

#### Ⅲ. 7. 1 概要

高山層群は主に火砕岩からなる始新世頃の火山岩類について山陰中生代末期火成活動研究グループ(1979)が命名したもので、鍵層を含めた火山層序・岩相分布・地質構造の解析によって、吉田(1961)の定義した高山火山岩類を吟味し、再定義している。高山層群は邑智町高山周辺を模式地として新しく命名された。本報告では、これとほぼ同一地質時代に形成された類質の火砕岩類を一括する地質区分、すなわち、「乙原花崗岩・高畑花崗岩・赤名花崗閃緑岩などの花崗岩類の岩片を礫として取り込み、石見花崗岩によって貫かれる」火山岩類を総称する名称として以下のとおり再定義した。

(**高山層群** 山陰中生代末期火成活動研究グループ, 1979命名; 本報告, 再定義)。

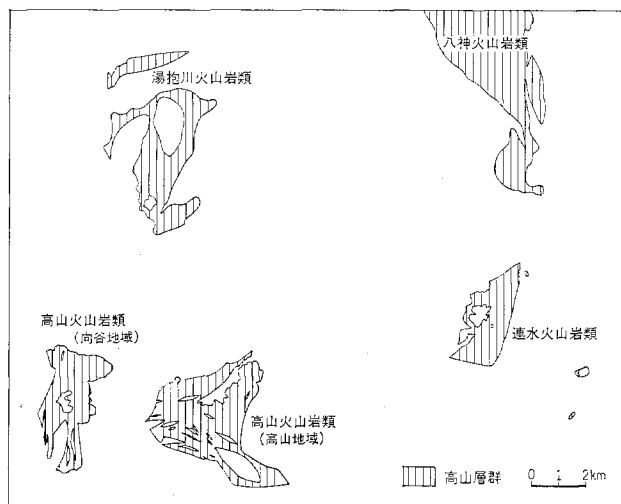
高山火山岩類は模式地の邑智町高山周辺の火山岩類に限って用いることにする。したがって、吉田(1961)の命名した地質区分の名称の復活ではあるが、この高山火山岩類に含まれる範囲は原定義よりも若干狭く、第15図に示すとおりである。

また、総称としての高山層群は第15図に示すとおり、高山火山岩類のほか、3地区における火山岩類を包括する。3地区の火山岩類は高山火山岩類と同じ取り扱いで、既に定義されているものも含めて次のとおりである。すなわち、連水火山岩類(佐々木, 1977)、八神火山岩類(沢田, 1978a)、及び湯抱川火山岩類(新称)である。

#### Ⅲ. 7. 2 高山火山岩類

**命名** 吉田博直(1961)

**模式地** 邑智町高山の火打谷



第15図 高山層群に所属する4つの火山岩類の分布図

**分布及び層厚** 高山集落から浜原にかけて東西3km, 南北2kmに広がって分布する高山地域, と江川を挟んで対岸の向谷から地頭所にかけて東西1.5km, 南北2.5kmに広がって分布する向谷地域に分かれる。層厚500m以上。

**層序関係及び貫入関係** 高山地域では北部で乙原花崗岩と邑智層群を不整合に覆う。東縁は石見花崗岩に貫かれ, 弱い熱変成作用を受けている。また火打谷の南では多数の流紋岩ないしデイサイトの岩脈に貫かれる。

向谷地域では, 向谷の西岸で本火山岩類の水中自破砕安山岩溶岩が, 熱変成を受けた邑智層群を直接不整合で覆うのが観察される(第16図)。また, 南縁では乙原花崗岩にアバットし, 流紋岩・デイサイト・ひん岩・文象斑岩・石英斑岩の岩脈に貫かれる。元山付近では石見花崗岩の小岩体に貫かれる。また, 向谷と地頭所間の尾根では戸風呂谷層の礫層に不整合に覆われる。本火山岩類のフィッシュントラック年令は47Maである(MATSUDA, 1982)。

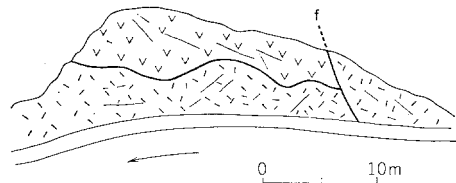
松田・小田(1982)は向谷地域の小谷付近に高畑花崗岩の礫を含み, 乙原花崗岩の周縁相に貫かれる火砕岩を認め, 邑智層群及び高畑花崗岩よりも若く, 乙原花崗岩及び高山層群よりも古い火山岩類として, この火山岩類に桜江層群の小谷層と命名した。また松田(1980)は, 本地域南西隣の「川本」図幅地域内に広く分布する桜江層群の中野デイサイト凝灰岩<sup>5)</sup>のフィッシュントラック年令として59±2Ma, 66±5Maを報告した。

今回の調査では, 小谷層とされた火砕岩には高畑花崗岩の礫の存在は認められたが, 乙原花崗岩に貫かれる, あるいは高山火山岩類に不整合に覆われるという明らかな証拠は見つからなかった。したがって本報告では従来通り, これを高山層群に一括しておく。なお問題の解明のために, 今後とも詳細な調査研究を行う必要がある。

**岩相** 本火山岩類はデイサイト火砕岩, 安山岩溶岩・同火砕岩を主体とし, 流紋デイサイトないし流紋岩火砕岩を少量伴う。また厚さ20m以下の凝灰質頁岩を挟むことがある。本岩類の代表的な層序柱状図を第17図に示す。

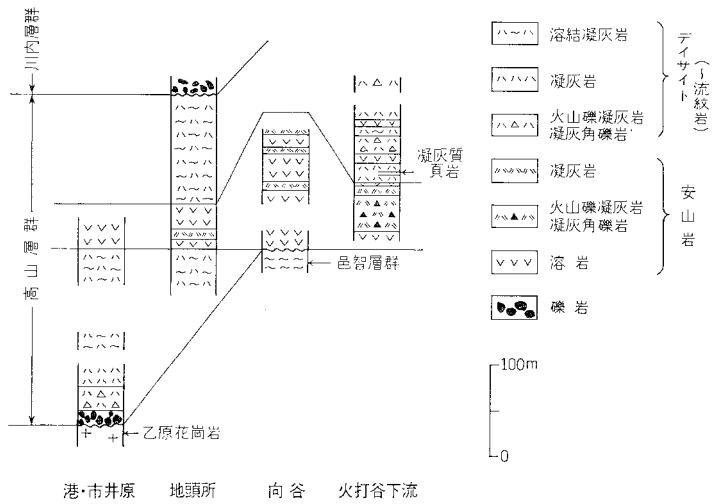
本火山岩類の最下部は邑智町市井原から小谷付近にかけて分布する礫岩, デイサイト凝灰角礫岩—火山礫凝灰岩, 溶結相を伴うデイサイト凝灰岩で, 基盤の凹地を埋積している。この礫岩, 火砕岩には乙原花崗岩, 高畑花崗岩, 流紋岩, 流紋デイサイトないし流紋岩凝灰岩の5cmから1mに及ぶ礫が含まれている。

この上位に安山岩ないし玄武岩の溶岩・火砕岩が重なる。溶岩は水中自破砕状を呈し(第18図), 一部にアルカリ玄武岩(?)が存在する。元山西方で最も厚く, 地頭所あるいは対岸の火打谷に向かって薄化するとともに, 同質の凝灰角礫岩ないし凝灰岩を挟むようになる。これらの安山岩火山岩類は基盤をも直接覆い, 高山地域では各地に点在することから, 基盤の凹地を埋積した水底堆積物とみなせる。



第16図 邑智層群と高山層群との間の不整合関係を示す露頭のスケッチ (邑智町向谷, 栗原川) f: 断層  
下: 邑智層群市井原層の流紋岩火砕岩 上: 高山層群高山火山岩類の安山岩溶岩  
邑智層群は, この露頭の南で乙原花崗岩に貫かれてホルンフェルス化している。高山層群の安山岩溶岩は熱変成作用を受けていない。

5) 松田・小田(1982)の中野層に当たる。



第17図 高山層群高山火山岩類の柱状図



第18図 高山火山岩類の安山岩溶岩に見られる水中自破碎構造 (邑智町向谷)

層厚の変化からみて、噴出の中心は元山付近にあった可能性が高い。

この上位に重なるデイサイトないし流紋デイサイトを主体とする凝灰角礫岩ないし凝灰岩はしばしば溶結相を伴うものの、岩相変化が著しく、鍵層となるものがほとんどないので、地域間の岩相対比及び岩相層序の組み立てがはなはだ困難である。向谷地域では下位の安山岩ないし玄武岩と、ごくわずかの粗粒花崗岩、酸性溶結凝灰岩の火山礫を持ち、淡紫灰色を呈するデイサイトないし流紋デイサイト



第19図 高山火山岩類のデイサイト凝灰角礫岩 (邑智町火打谷川)

溶結凝灰岩が主体であるのに対し、高山地域ではしばしば溶結相を伴うデイサイト凝灰角礫岩（第19図）ないし凝灰岩が主体である。高山地域の岩片として、安山岩も少量は含むが、乙原花崗岩に似た5cm-2m大の中一粗粒の黒雲母花崗岩を多く含む。向谷地域と高山地域の上記火砕岩類がほぼ同時期のものとすれば、含まれる礫の大きさからみて、高山地域の方がより噴出源に近かったと推定される。高山地域では上記の火砕岩のほか安山岩ないしデイサイトの溶岩や凝灰質頁岩の薄層・あるいは流紋岩火山礫凝灰岩ないし凝灰岩を挟むことがある。

**岩石記載** デイサイト火山礫凝灰岩<R20093> 邑智町火打谷

帯緑色の基質に緑色あるいは灰一白色を呈する5-20mmの岩片を含む。岩片は、流紋岩・デイサイト・中粒黒雲母花崗岩・再結晶してモザイク組織を示す酸性岩である。結晶は斜長石・石英・カリ長石からなり、いずれも0.5-3mmの破片状を示す。結晶の量比は斜長石が最も多く、石英・カリ長石は少ない。カリ長石はパーサイト構造を示す。マトリックスは脱ガラス化して隠微晶質になり、緑れん石を生じている。

流紋岩溶結凝灰岩<R20109> 邑智町火打谷

灰白色を呈する細粒緻密な岩石で、3mm以下の灰色石英・白色長石の結晶が認められる。鏡下では結晶は石英とカリ長石を主とし、少量の斜長石・白雲母・黒雲母・ジルコンを伴う。石英には高温型自形で湾入状を示すものと破片状のもの2種類がある。カリ長石にはパーサイト構造が認められる。マトリックスは全体の8割以上を占める脱ガラス化したガラスで、明瞭な溶結構造を残している。

かんらん石普通輝石玄武岩<R20932> 邑智町向谷

暗灰色細粒緻密な岩石で、赤褐色の数mmの細脈を含む。斑晶は普通輝石・斜長石・かんらん石（仮像）からなる。普通輝石は0.5-1.5mmの大きさの短柱状自形の結晶で、セクター構造を示す。斜長石は、0.5-1.5mmの大きさの長柱状結晶で弱い累帯構造が認められる。かんらん石は0.5-2mmの自形の外形を残し、その周囲は微粒の鉄鉱が取り囲んでいる。石基は斜長石・普通輝石・不透明鉱物・かんら

ん石(?)などからなる。斜長石は0.1mm程度の短冊形で、流理構造が顕著である。普通輝石・不透明鉱物は0.05mm以下の大きさであり、かんらん石(?)はこれらの粒間に仮像でごく少量含まれる。

### Ⅲ. 7. 3 <sup>つれみず</sup>連水火山岩類

**命名** 佐々木 (1977)

**模式地** 邑智町連水集落至近の谷

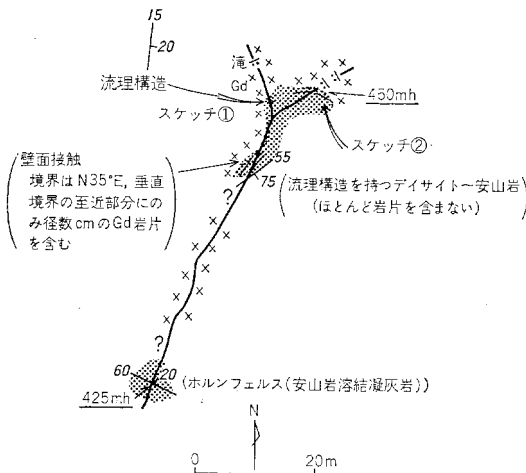
**分布** 東西幅約2kmで南北に約4km延びた台形に似た地域内に分布する。この範囲内でもところどころ基盤が頭をのぞかせている。特に、セツ飼に連なる山稜で標高550m以上の高所にも基盤が露出する。

**層序関係・貫入関係及び層厚** 本火山岩類の基盤は赤名花崗閃緑岩であるが、不整合関係を直接観察できる露頭は未発見である。本火山岩類のなかには、多数の断層が確認される。なかでも、分布域のほぼ真中のN30°E方向の断層は、北側で落差が小さく、南側ほど落差が大きく、最大約400mと見積っている。この断層の北部谷沿いに赤名花崗閃緑岩をダイサイトないし安山岩の岩脈(第20図, ルートマップ)が貫き、そのなかには流理構造が発達し、また花崗閃緑岩の岩片が取り込まれる状況がよく分かる(第21図)。すなわち、この岩脈は侵入角礫岩を伴っている。しかしこの岩脈が周囲に広がって分布する安山岩に連なる火道角礫岩かどうかは確認できていない。

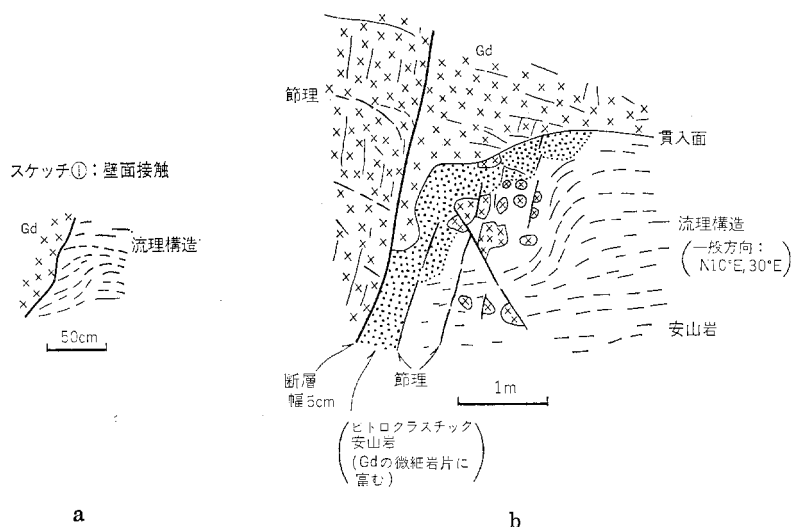
本火山岩類の東縁は断層によって区切られると推定している。この推定断層沿いの黒谷集落より北寄りでは、断層による落差は小さく、至近において不整合面が観察されるかも知れない。連水集落から約1km北上してから北西方に向きを変える保開川では、<sup>ほせき</sup>屈曲点からおよそ300m奥の川床において、この断層に沿って貫入した石見花崗岩が、淡紅色カリ長石斑状組織によって特徴づけられる基盤の赤名花崗閃緑岩と接している。本火山岩類は、南縁部においてホルンフルェス化しており、また複数の西北

西-東南東方向の断層が通っており、石見花崗岩とは貫入関係及び断層関係で接している。更に、北及び西縁においては、石見花崗岩に貫かれており、マクロに見て南東方に緩く傾動しているとみなせる。本火山岩類の層厚は最大400m位である。

**岩相** 本火山岩類を構成する主な岩石は、ダイサイト及び流紋岩の火砕岩・溶岩、ならびにやや少量の安山岩の溶岩及び火砕岩である。最下部の岩石は、保開川の砂防ダム周辺(第22・25図中①地点)から下流域におけるやや淡青灰色を帯びた流紋岩溶結凝灰岩であり、多量の花崗閃緑岩の岩片を礫として取り込んでいる。この地点から南西方へ谷を登



第20図 赤名花崗閃緑岩を貫く安山岩—ダイサイトの侵入角礫岩の産状を示すルートマップ (邑智町連水)



第21図 花崗閃緑岩と侵入角礫岩との接触状態を示すスケッチ (邑智町追水) a: スケッチ① 壁面接触  
b: スケッチ② 花崗閃緑岩の角礫の混入状況

ると上位層準の火山岩類が順次露出し、山稜部における上部の安山岩までの火山岩類の累積状況が観察できる(第22図)。

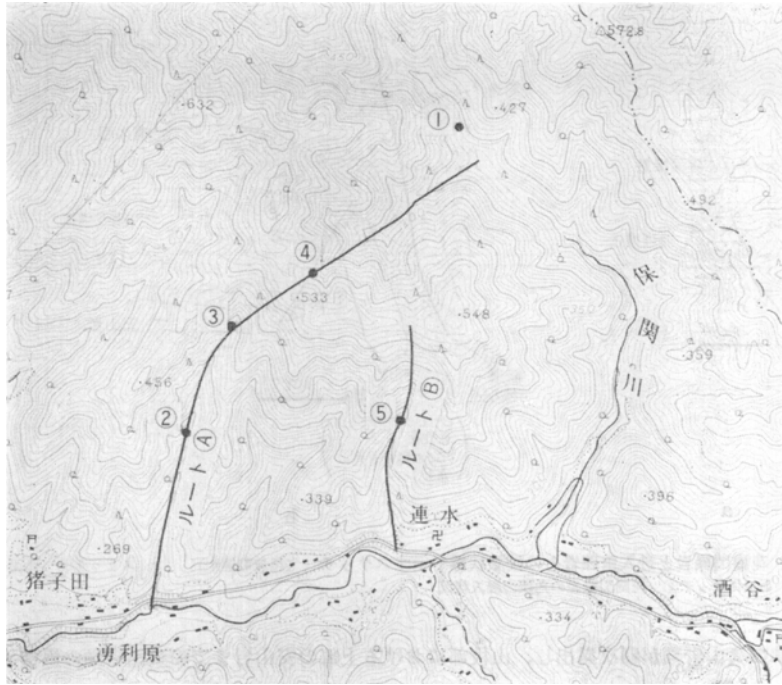
花崗閃緑岩の岩片の入り方は、ひと続きの流紋岩内でも均質ではなく、保関川筋の最下位<R19830>では多量に含まれるが、少し上位の流紋岩火砕岩ではほとんど含まれなくなる。地質断面図(第23図)から、下位の流紋岩火砕岩と上位の安山岩溶岩及び火砕岩との間に挟まれたデイサイト火砕岩中における水平方向の岩相変化の様子が読み取れる。すなわち、デイサイト火砕岩は南西部の下位層準の方からみて、上位及び北東方向に向かって凝灰角礫岩<R20857>から火山礫凝灰岩、更に結晶凝灰岩<R20858>に移化するとともに、溶結構造が顕著になり、また花崗閃緑岩の岩片が肉眼では認められなくなる(第23・24図)。

本火山岩類における最上位の層準は流紋岩凝灰岩及び溶岩を主とする最も珪長質な火山岩で、安山岩溶岩を覆っている(第24図)。花崗閃緑岩の岩片を礫として多量に含む場所は、確認できている部分のみであるが、第25図に示されている。このデータから、保関川に沿う本火山岩類の最下位に相当する流紋岩類及び連水・猪子田集落周辺の南縁部に多産していることが分かる。

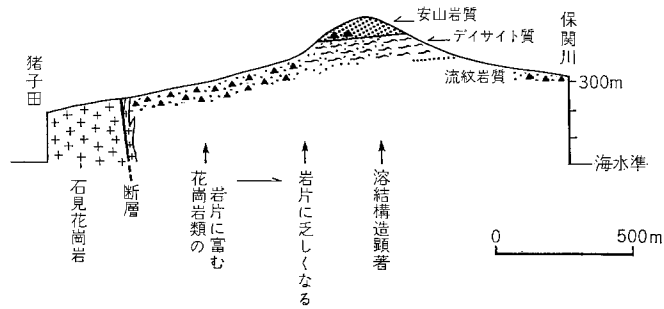
細粒の暗灰色—黒色凝灰岩ないしシルト岩には成層しているものがあり、保関川砂防ダム至近、あるいは安山岩溶岩直下及びそれより約40m下位の層準にまれに見つかっており、明らかに水中堆積物とみられる(第24・26図)。

第26図には一部珪化変質した級化層理の顕著な細粒凝灰岩(層灰岩)がデイサイト火山礫凝灰岩に挟まれている産状が示されている。厚さ1mm以下の黒色ないし灰色の凝灰岩—シルト岩が級化層理をもって約15m互層し、その下位にはクロスラミナとみられる部分がある。

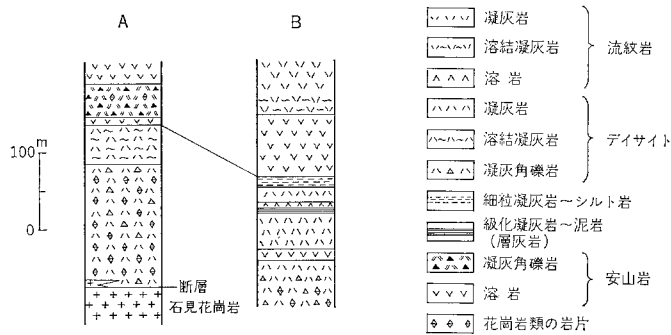
**地質構造** 岩相分布、溶結作用による葉理、層灰岩の層理に基づき、また安山岩を鍵層に見立てて大まかな地質構造解析を行ってみると、次の事が示唆される(第25図)。



第22図 連水火山岩類の地質断面図・柱状図作成ルート及び記載資料採取地点位置図 国土地理院発行2万5千分の1地形図「野萱」を使用

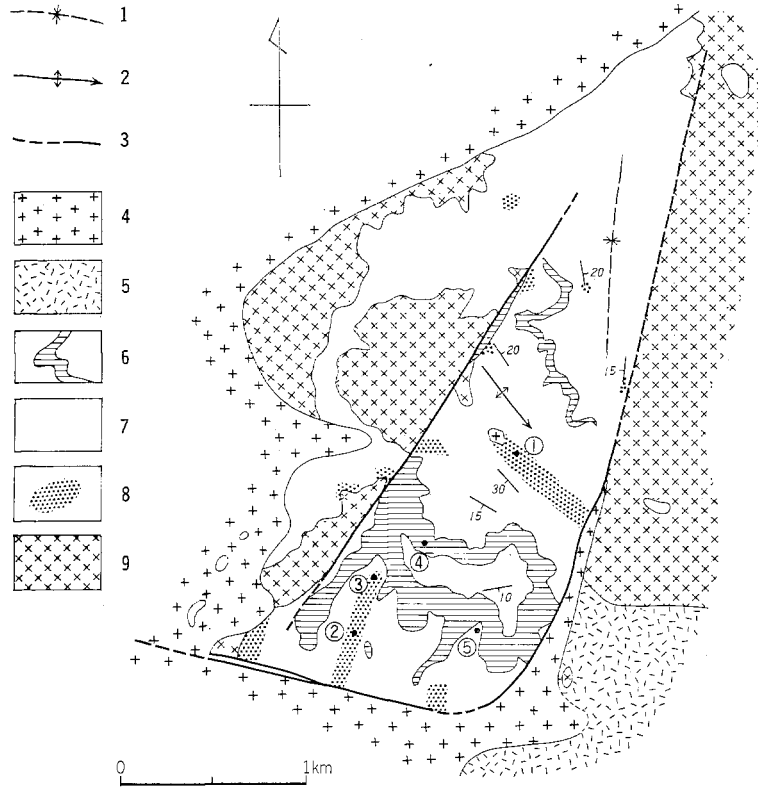


第23図 連水火山岩類の模式地質断面図 ルートの位置は第22図に示す



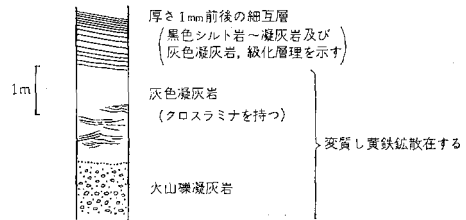
第24図 連水火山岩類の柱状図 ルートA及びBの位置は第22図に示す





第25図 連水火山岩類の地質構造及び花崗岩類の岩片に富む岩相の分布図 1: 推定向斜軸 2: 背斜軸とそのプランジ 3: 推定及び実在断層 4: 石見花崗岩(含混成岩) 5: 酒谷トータル岩 6-8: 連水火山岩類 [6: 安山岩(溶岩・火砕岩・岩脈) 7: デイサイト及び流紋岩(火砕岩・溶岩・岩脈) 8: 花崗岩類の岩片に富む岩相(確認部分のみ)] 9: 基盤の赤名花崗閃緑岩 ①-⑥は記載試料採取位置を示す

- ① 連水火山岩類はN30°Eの断層により東部及び西部に2分割される。
- ② 西部における本火山岩類は、基盤の花崗閃緑岩が高所まで広く分布しその上に薄くのっており、全体としては石見花崗岩に貫かれる。
- ③ 東部では、本火山岩類の主要部が分布し、一部においてストック状及び岩脈状の石見花崗岩に貫かれる。基盤の花崗閃緑岩はN30°Eの断層至近の谷沿いにわずかに分布するに過ぎず、不整合面は南方に向かって緩く傾いているとみられる。
- ④ 東部における本火山岩類は南方に向かって緩く傾斜し、全層序が観察される。
- ⑤ 東部における本火山岩類には、中央部やや北寄りにおいて南東へプランジする北西-南東性の背斜軸が生じており、またN15°Eの推定断層近くには南北性の向斜軸の存在が推定される。



第26図 連水火山岩類中の級化層理を持つ黒色凝灰質シルト岩の産状を示すスケッチ (連水集落北方、第22図中地点⑤)

⑥ デイサイト火山岩の火道は南縁部にあったらしい。

⑦ 安山岩の火道は中央部北寄りのN30°Eの断層に沿って貫入した侵入角礫岩を伴う岩脈で、そこから噴出したらしい。

**岩石記載** 流紋岩溶結火山礫凝灰岩<R19830> 連水火山岩類の最下部（第25図中①地点）。

熱変成作用を受けて軽微のホルンフェルス質になり、暗灰色を帯びる。1-2mmの長石・石英などの結晶片及び15mm位の花崗閃緑岩の岩片の存在により若干明るい色調を示している。鏡下では軽石の圧密による溶結構造が認められる。0.5-3mmの石英・斜長石・カリ長石の結晶片のほかに、流紋岩溶岩など珩長質岩石の破片が多く認められる。マトリックスは極微粒の石英・長石のモザイク状集合体からなり、結晶片や岩片のまわりでは極微粒の黒雲母のモザイク状集合体を取り巻くように生じているほか、マトリックス全体に少量の極微粒の黒雲母が散在する。不透明鉱物の量は極めて少ない（第I図版1）。

デイサイト凝灰角礫岩<R20857> 連水火山岩類下部（第25図②地点）。

熱変成作用を受けてホルンフェルスになり、暗灰色を呈する。2mm内外の珩長質結晶片のほかに5cmを超える角礫状の花崗岩類（優黒質捕獲岩を含む中粒花崗岩—花崗閃緑岩，細粒花崗岩）が多量に含まれるほか、暗灰色安山岩，流紋岩も少量認められる。鏡下では岩片のほかに、石英・斜長石・カリ長石（パーサイト質）の角ばった結晶片が多産し、不透明鉱物が散在し、また湾入状石英も含まれる。マトリックスは0.01mm以下の微細なモザイク状になっており、珩長質鉱物のほかに微粒の黒雲母が多量に晶出している（第I図版2）。

デイサイト凝灰岩<R20858> 連水火山岩類中部（第25図③地点）。

熱変成作用を受けて暗灰色を呈し、1mm以下の珩長質結晶片の白い斑点が目立っている。鏡下では2mm以下の岩片（安山岩・流紋岩・珩長岩・花崗閃緑岩）が少量認められるが、大部分は石英・斜長石・カリ長石の結晶片とマトリックスからなる。石英のなかには湾入状を示す自形結晶が少なくないほか、不透明鉱物も認められる。マトリックスは0.01mm以下のモザイク状になっており珩長質鉱物のほか黒雲母が多量に晶出している（第II図版1）。

角閃石安山岩<R20861> 連水火山岩類上部（第25図④地点）。

熱変成作用を受けてホルンフェルスになり、暗黒色の石基内に1-4mm位の暗灰色斜長石斑晶が目立っている。鏡下では著しい累帯構造をもつ0.5-4mm斜長石斑晶のほか、緑色角閃石及び輝石（ウラル石化）や不透明鉱物が多量に含まれる。しかし石英は全く認められない。石基は0.01mm前後の斜長石のモザイク状集合体のなかに、黒雲母・緑色角閃石などが晶出している（第II図版2）。

### 松本地区の連水火山岩類

**分布** 本地域南東部，赤来町松本付近，すなわち，連水火山岩類分布域の東南東約3kmに，溶結構造をもつ流紋岩ないし安山岩の火砕岩が分布する。

**層序関係及び貫入関係** 基盤は赤名花崗閃緑岩であり，直接の不整合面は観察していないが，本火山岩類の火山礫凝灰岩中にその礫が含まれていること及び熱変成作用を受けていないことから不整合関係とみなせる。したがって，連水火山岩類に相当するものと考え，特に新称を設けなくて一括することと

し、松本地区の連水火山岩類として識別している。本岩体の周辺の赤名花崗閃緑岩中にはひん岩の岩脈が多数貫いている。特に岩体西側及び南側には、幅200m以上にわたって東西性流理構造をもつ黒雲母流紋岩が貫く。また、ひん岩の岩脈が本岩体に向かって貫入するように分布しており、火道を示唆するものの、本岩体を構成する火砕岩との直接の関係は確認できていない。

**岩石記載** 流紋岩溶結火山礫凝灰岩<R23201>

風化が進みルースになっているので、元の岩相は分かりにくいけれど、全体として黄褐色を帯びた火山礫が浮び上って見える。花崗岩類の礫が丸味をもっているのと対照的に、流紋岩及び安山岩の礫は角ばっている。マトリックスは肉眼ではアルコース質に見える。鏡下では4mm位の流紋岩・安山岩・花崗岩類の岩片のほかに、1-3mmの石英・カリ長石（パーサイト）・斜長石・黒雲母（緑泥石と緑れん石に移化）の結晶片があり、特に石英は自形で、一部湾入状を示すものがある。マトリックスはガラス質で、なかには微細な角ばった結晶片のほかに、軽石がつぶれて溶結構造をなしている。

**Ⅲ. 7. 4 八神<sup>ほかみ</sup>火山岩類**

**命名** 沢田（1978a）

**模式地** 島根県飯石郡頓原町志津見東方の沢

**分布及び層厚** 頓原町八神から佐田町吉野（北隣「石見大田」図幅地域内）にかけて南北方向に広く分布する。層厚800m以上。このほかに、本図幅地域外の掛合町笠松から民谷にかけて分布することが知られている（沢田，1978a）。

**層序関係及び貫入関係** 分布地域の西一南側では、石見花崗岩に貫かれ、東側の波多層とは断層で接するか、波多層に不整合に覆われる。また、野田山複合岩体から派生したと思われる岩脈に貫かれるほか、乙原花崗岩（下刀根岩体）を不整合に覆うと考えられる。

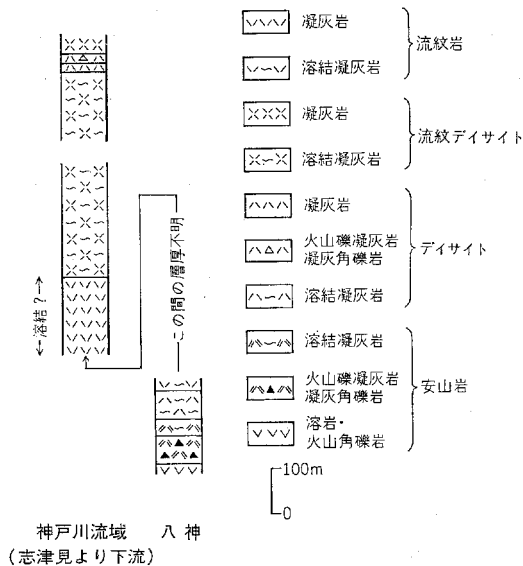
**岩相** 三瓶山東口有料道路付近を境とし、その北側の地域と南側の地域で岩相が異なる（第27図）。

南側の地域では安山岩—デイサイトの火山礫凝灰岩—凝灰角礫岩と溶結凝灰岩を主体とし、安山岩溶岩、流紋岩溶結凝灰岩などを伴う。安山岩—デイサイト火砕岩中には、異質岩片として中—粗粒黒雲母花崗岩（乙原花崗岩の下刀根岩体に由来する？）、細粒花崗岩などが認められる。下部では、それらの巨大ブロックが含まれている。また、乙原花崗岩を直接覆うと考えられる露頭（第28図）がある。以上のことから、乙原花崗岩とは不整合関係にあると判断される。

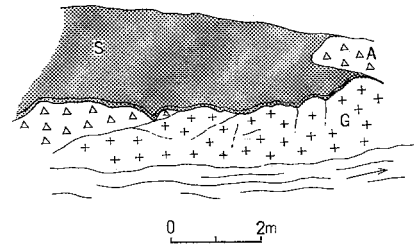
一方、北側の地域は、酸性火砕岩と少量の流紋岩溶岩からなる。下部は、石英結晶の目立つ流紋岩凝灰岩で、石見花崗岩の貫入部付近に分布するためにホルンフェルス化していることが多い。それに重なる流紋デイサイト溶結凝灰岩は、透明感のある灰黒色を呈し、その中に、短径1cm以下、長径数cmの本質レンズを含む。更に上位には、デイサイトの火山礫凝灰岩—凝灰角礫岩、流紋デイサイト凝灰岩が認められる。

北側地域と南側地域とは断層で境されており、両地域の層序的關係を直接知ることができないが、南側の地域の方がより基盤に近いと考えられることや南側の最上部に流紋岩溶結凝灰岩が存在することから、北側の地域の方が上位の部分に当たると推定される。

以下に代表的岩石の鏡下での性状を記す。



第27図 八神火山岩類の柱状図



第28図 乙原花崗岩（下刀根岩体）を八神火山岩類が不整合に覆うと考えられる露頭のスケッチ（志津見東方の沢） A：安山岩火山角礫岩—凝灰岩 G：中—細粒黒雲母花崗岩 S：土壌及び草木

**岩石記載** 変質安山岩<R22433> 頓原町八神北付近の道路沿いの露頭  
 長径2mm以下、自形一半自形の斜長石、大きさ0.5-0.2mmあるいは0.5-1.5mmで緑泥石に置換された輝石、角閃石と思われる仮像、まれに湾入状を示す0.5mm内外の石英の斑晶を含む。石基は斜長石、変質した苦鉄質鉱物、元ガラスとみられる部分などからなる。そのほかに、鉄鉱が含まれ、また変質鉱物として、緑れん石、緑泥石、石英、炭酸塩鉱物などが生じている。

デイサイト溶結(?)凝灰岩<R22440> 志津見東方の沢  
 結晶はほとんど0.5-1mmの大きさの斜長石からなり、0.2-0.5mm大の石英片や0.5mmあるいはそれ以下の大きさの輝石とみられる仮像、鉄鉱も認められる。そのほかに、2-5mm大の酸性凝灰岩や流紋岩の礫及び1-5mm大の軽石片を含む。また、ガラスは茶褐色を呈し、脱ガラスのため不鮮明であるが、溶結構造らしい部分が存在する。全体に変質が著しく、緑れん石、緑泥石などの二次鉱物が生じている。

流紋岩凝灰岩（ホルンフェルス）<R22441> 本図幅地域北端、神戸川沿いの露頭  
 灰白色を呈し、2-3mmまたはそれ以下の大きさの自形一半自形あるいは破片状の石英、1-2mm大の斜長石、破片状の微斜長石やパーサイトなどを含む。結晶片の量比は、石英>斜長石、カリ長石である。グラノプラスチック組織を呈し、全体に点在する微小な黒雲母・緑れん石の集合体が認められる。そのほかに、ジルコン・鉄鉱を含む。

流紋デイサイト溶結凝灰岩<R22432> 掛合町成に至る神戸川支流  
 0.1-2.5mm大の石英、斜長石をほぼ等量含み、ごくまれに黒雲母(?)を含む。また、ジルコン・アパタイトのほか、鉄鉱なども認められる。石英・斜長石は、自形一半自形の結晶が多く、石英の一部は湾入状を示す。基質はガラス質で淡灰色を呈し、脱ガラス化しているが、強い溶結構造が認められる。結晶、基質を問わず、緑れん石、緑泥石、セリサイトが二次的にできている。

### III. 7. 5 <sup>ゆがいかいがわ</sup> 湯抱川火山岩類

**命名** 新称

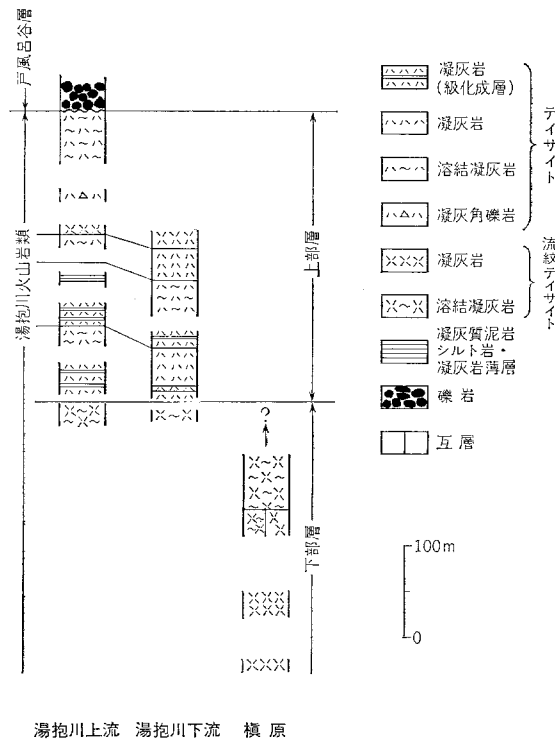
**模式地** 島根県邑智郡邑智町湯抱川流域.

**分布及び層厚** 湯抱川から大田市野畑にかけて分布するほか、石見花崗岩の捕獲岩体として、大田市芋原—奥畑付近にも分布する層厚600m以上.

**層序関係及び貫入関係** 石見花崗岩・横原複合岩体に貫かれ、戸風呂谷層・川合層に不整合に覆われる。邑智層群・高畑花崗岩とは断層で接する.

**岩相** 流紋デイサイト—デイサイト火砕岩を主体とし、少量の流紋岩溶岩、安山岩溶岩(?)を伴う(第29図)。湯抱川付近や横原、西田川付近に分布する下部層及び芋原—奥畑の石見花崗岩中の捕獲岩体は、透明感のある灰—灰黒色を呈する流紋デイサイト溶結凝灰岩を主体とする。一方、湯抱川付近に分布する上部層は、溶結部を伴う淡緑色のデイサイト凝灰岩—凝灰角礫岩を主体とし、凝灰岩の級化層、凝灰質泥質岩の薄層をしばしば挟有する.

下部層の流紋デイサイト溶結凝灰岩は、八神火山岩類の上部を構成すると考えられる同質溶結凝灰岩と類似した岩相を呈する。また、鶴降山の南東部に転石ではあるが、小松地デイサイト層の主岩相であるデイサイト溶結凝灰岩に類似した溶結凝灰岩が見いだされた。本火山岩類を構成する火山礫凝灰岩—凝灰角礫岩は、アブライト、細—中粒の黒雲母花崗岩などの異質岩片を含むことがある。石見花崗岩との接触部付近では、火砕岩のホルンフェルスあるいは珪化部が見られる。これに対し、横原複合岩体と



第29図 湯抱川火山岩類の柱状図

の接触部付近では、明ばん石、パイロフィライト、カオリナイト、セリサイトなどが形成され、熱水変質帯となっている（酒井・調枝，1969）。

**岩石記載** 流紋デイサイト溶結凝灰岩<R22431> 野畑から槇原へ通ずる道路沿いの露頭

透明感のある灰黒色—灰色を呈し、短径数mm、長径2-3cm内外のレンズをもつ、1-3mmまたはそれ以下の大きさの半自形あるいは破片状の斜長石、0.1-1mm大で自形—半自形または破片状の石英を含む。基質はガラス質で脱ガラス化し、微細な珪長質鉱物になっているが、明瞭な溶結構造が認められる。ジルコン、鉄鉱物などのほか、二次鉱物として、石英・緑れん石・緑泥石が生じている。結晶片の量比では、斜長石>石英である。

デイサイト溶結凝灰岩<R22438> 湯抱川支流

最大4mm、破片状あるいはまれに半自形、湾入状を呈する石英と、1-3mm大で半自形あるいは破片状の斜長石、0.2-1mm大の黒雲母片などの結晶を含み、結晶量は20%以上。基質のガラス片は茶褐色で強く溶結している。そのほかに、ジルコン、鉄鉱などを含む。また、まれに径2-3mmのホルンフェルス化した酸性岩の破片を含む。全体に変質が進み、ガラスと黒雲母は緑れん石と緑泥石に、斜長石はセリサイトや緑泥石に変わっている部分が見られる。

### III. 8 酒谷トータル岩及び奥山トータル岩

高畑花崗岩・乙原花崗岩あるいは赤名花崗閃緑岩より後で、石見花崗岩より以前に形成されたものをここに区分している。

#### III. 8. 1 酒谷トータル岩

**命名** 新称

**模式地** 邑智町酒谷—<sup>ひかざお</sup>光峠

**分布** 東西方向に約3km延びてくさび形に露出する。

**貫入関係** 北縁部で赤名花崗閃緑岩を貫くとみられるが、直接の貫入関係は確認できていない。保関川入口では本岩のなかに、淡紅色カリ長石斑状結晶を含む花崗閃緑岩の破片が取り込まれているのが観察される。南縁部では細粒・緻密な本岩が石見花崗岩の貫入を受けている。本岩体の北部では、混成岩的岩相に富んでいて、斑状花崗閃緑岩質ないしトータル岩質岩石が本岩中にしみ込んでいる。この混成相中に径1m位の赤名花崗閃緑岩の岩塊が捕獲岩として入っている。

**岩相** 本岩は分布面積が小さいわりに、岩相変化に富んでいる。特に酒谷から光峠までの間における高度差は100mを超えているが、次の変化が見られる。すなわち、みかけ高所の方により細粒・緻密・暗黒色のひん岩質の岩相が多く、低所の方により粒度が大きく（2-3mm）幾分明るい暗灰色を呈し、肉眼でも角閃石と斜長石の形状が識別できるようになる。本岩体の北縁部で赤名花崗閃緑岩に接する付近では、酒谷トータル岩の中粒・優黒質岩中に石見花崗岩相当の中—細粒灰色花崗閃緑岩ないしトータル岩がしみ込み、局部的に長さ数mmの針状角閃石が晶出している。

**岩石記載** 中粒黒雲母角閃石トータル岩<R19347> 邑智町酒谷東方

暗灰色斜長石と若干緑色を帯びた黒色の角閃石とにより特徴づけられ、一見して斑れい岩ないし閃緑岩にも見える。鏡下では主に1-3mmの自形斜長石と帯褐緑色角閃石及び少量の黒雲母・不透明鉱物からなる。斜長石は著しい累帯構造を示し、粒間には1mm以下の少量の他形の石英及びカリ長石が介在し、ときおり微文象構造を示す。角閃石は一部無色アクチノ閃石に移化したり、黒雲母は緑泥石・緑れん石化している。

### Ⅲ. 8. 2 奥山トータル岩

**命名** 松田 (1976) の奥山花崗閃緑岩に当たるが、カリ長石に乏しいので改称。

**模式地** 邑智町奥山

**分布** 奥山に南北1.5km、東西2kmの範囲に広がるほか、高畑西方と浜原橋の西岸南側にも小岩体として、いずれも高畑花崗岩の分布域に分布する。

**貫入関係** 高畑花崗岩との直接の関係は見えないが、岩体の東縁から北縁で、直径1mほどの高畑花崗岩を捕獲しているのが観察される (第13図)。乙原花崗岩とは断層で接する。岩体の東縁及び南縁には幅2m以下のひん岩・流紋岩岩脈が貫入している。

**岩相** 主岩相は均質な中粒トータル岩で、新鮮な部分は緑色を呈する。岩体の北部で2cm大の斜長石を含む巨晶相トータル岩の転石が見られるが、主岩相との関係は不明。また、5-20cm大の細粒閃緑岩の捕獲岩をしばしば含む。一般に風化が著しく、露頭ではしばしば茶褐色のまさ状になっている。奥山集落の周辺では過去の山砂鉄の採取のために人工的に山体が切り崩され、谷が埋められて平坦な地形になっている。

**岩石記載** 黒雲母角閃石トータル岩<R19957> 邑智町奥山川

白色の斜長石の間に柱状濃緑色の角閃石が混じり、緑色を帯びた暗灰色を呈する。鏡下では半自形—他形の累帯構造を示す1-5mmの斜長石の間を、0.5-4mmの緑色角閃石・黒雲母・石英・カリ長石が埋めている。黒雲母は変質して緑泥石と緑れん石になっている。副成分鉱物として不透明鉱物・スフェン・ジルコン・アパタイトを含む。

## Ⅲ. 9 石見花崗岩

本岩は高山層群を貫く古第三紀始新世後期の侵入岩であり、本地域において最大の面積を占める花崗岩体をなす。本岩は主岩相の主に淡紅色を帯びた細—中粒黒雲母花崗岩からなるものと混成岩とに区別される。本岩は、それ自体内に小岩脈、無数の節理や小断層が生じており、著しい変質作用も受けているので、元の岩質を保持しないこともある。混成岩は優黒質の細粒、斑伏トータル岩—石英閃緑岩中に優白質花崗岩—花崗斑岩が浸入して生じたものである。石見花崗岩の岩相の多様性、特に混成岩の分布と性質、岩脈の特徴、割れ目、変質作用と鉱化作用については、既に概要と分布の項でそれらの概略を述べているので、ここでは石見花崗岩の主岩相及び混成岩の産伏と相互関係について具体的な観察例に基づき詳しい記載を行う。なお、石見花崗岩を貫く岩脈類、変質作用等についてはⅢ. 12. 岩脈類の項において記載する。

**命名** 吉田 (1961), ただし原典における呼び名“いわみ”を“いじみ”とする。粕淵花崗岩 (松田・小田, 1982) は石見花崗岩に続くものであるので, ここでは一括して含めてある。混成岩については主岩相との境界線を明確にできないので, 特に新称の地質区分を設けていない。

**模式地** <主岩相> 本地域南部浜原貯水池周辺, 邑智町石見から江川対岸大和村二合谷にかけて  
<混成岩> 邑智町沢谷一千原

**分布** 本地域内の東縁部及び西南部を除いてほぼ全域に広がって露出するか, 被覆層下に潜在している。ひと続きの大きな岩体として, 三瓶山北方から10km位の幅をなして南北に広がる岩体が主要部である。本地域西部では白亜紀後期—古第三紀の火山岩類及び花崗岩類中にストック状の小岩体として貫入しているほか, 新第三系の基盤としてところどころわずかに頭を出している。

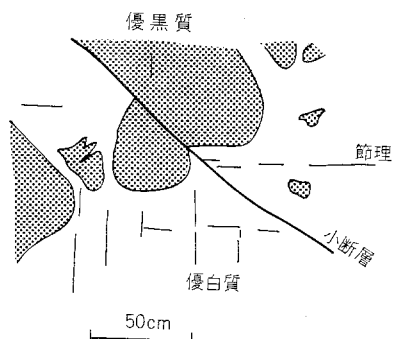
**層序関係及び貫入関係** 邑智層群・赤名花崗閃緑岩・高畑花崗岩・乙原花崗岩・高山層群中に貫入し, 弱い熱変成作用を与えるほか, 変質作用も一部に付加されている。本岩を貫く岩脈はひん岩及び流紋岩でありその出現頻度は極めて低い。漸新世とみなされる川内層群との直接の関係は見られない。本地域北西部において中新統に不整合で覆われている。

**岩相** <概要> 石見花崗岩は主岩相と混成岩とに2大別して記載しているが, 両者の関係は明確に把握できていない。その理由は, 両者が多様の岩相をもち, それぞれが互いに漸移するところが多いことによっている。主岩相に区分している方でも岩相は以下のとおり大きく変化する。主岩相は細一中粒黒雲母花崗岩であり, しばしば斑状花崗岩・文象斑岩・花崗斑岩に移化する。カリ長石は淡紅色を帯びるが, 細粒・斑状相の場合, 斑晶のカリ長石はもとより石基も全体として同じ紅色を帯び, しばしば微文象構造をもち, しかもカリ長石の量が極めて多いのが特徴である。大田市三瓶町野畑付近の主岩相は強い放射能を発しており, 鏡下で見ると0.5mmのジルコンと0.2mm位の褐れん石が多く認められている。

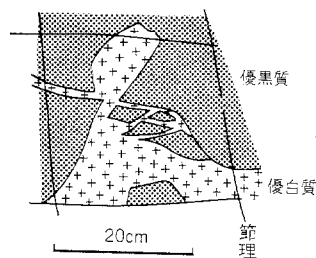
細粒・斑状相の一部には, 径数cmにも達する空洞を持つことがあり, その周りではカリ長石・斜長石・石英などが自形結晶をなし, 特に六角柱状の水晶が突出しているのがしばしば観察される。すなわち, ミアロリチック花崗斑岩ないし文象斑岩と呼べるものであり, 酒谷—充満山—二合谷を結ぶ地帯, 浜原貯水池周辺及び八神周辺に特に良く露出している。特に, 山岳地帯の高所に集中しているわけではなく, 二合谷入口付近の低所にも現われているので, 本主岩相の最頂部浅成相を示しているとは結論できない。このような斑状相と主岩相とは漸移関係にあり, 互いにカリ長石に富む花崗岩質岩石であって境界は存在しない。石見花崗岩の鉱物組成・岩石の化学組成上の変域は小さいものと予測され, 粒度等の組織・構造上の違いによって見掛けの岩相が大きく変化するように見える。

これに対して混成岩の方は組織・構造はもとより, 鉱物組成等も大きく変化する。すなわち, 優黒質で緻密・細粒の黒雲母角閃石石英閃緑岩ないしトータル岩のなかに, 優白質の花崗岩質岩石が浸入しており, 優白質花崗岩に富む所では捕獲岩様の産状 (第30図) を示し, 逆に優白質花崗岩の量が少ない部分では不規則な形状に浸み込んでアグマタイト状 (第31図) に見える。優黒質部分の岩石は, 前者の場合丸味をもった外形とぼけた輪郭を, 後者の場合は角礫状の外形とはっきりした線状の輪郭を示すことが多い。しかし, どちらの場合でも浸み込んでいる花崗岩質岩石は斑状相であることが多いが, 優黒質部分を含まなくなる10m位離れた所でも斑状相であり, その花崗岩質岩石の性質とほとんど違わないのが普通である。すなわち, 優黒質部分へ浸み込んでいる斑状相は, 岩脈のような急冷相ではないので





第30図 石見花崗岩の混成岩の産状を示すスケッチ 普通に見られる優黒質捕獲岩状の関係 (邑智町三反谷)



第31図 石見花崗岩の混成岩の産状を示すスケッチ アグマタイト状の関係 (邑智町花ノ谷)

ある。浜原南方から上川戸にかけて露出する不均質な中粒黒雲母花崗閃緑岩は、石見花崗岩の主岩相のなかにも、また混成岩にも区分し得ないような中間的な性質をもっているものである。これに似た花崗岩質岩石は石見花崗岩のなかにとときき発見でき、暗灰色の目立つ部分は混成岩として地質図上に図示している。この種の岩石は、肉眼では全く捕獲岩の存在を感じさせない位小さいかあるいは優黒質部分が有色鉱物のように散点し、全体としては混成岩として識別が難しい上に、淡紅色を帯びることのない幾分暗緑色を帯びた灰色花崗閃緑岩である。おそらく、優黒質捕獲岩が完全に石見花崗岩のなかで同化されてしまったものであろう。

<石見花崗岩主岩相及び混成岩とその他の類似岩との関係>

混成岩の分布域は前に述べたように相互関係が確認されていないので境界線は引いていない。混成岩内の優白質の花崗岩質岩石、すなわち主に斑状花崗閃緑岩・トーナル岩・花崗斑岩は石見花崗岩主岩相とは非常に長い距離にわたってほとんど区別のつかない位の緩慢な漸移変化をしているのではないかと予想している。もちろん、現段階では化学組成上の変化など解明できていないので、あくまでも推測の域を出てはいない。

しかし、混成岩のおおよその分布域は石見花崗岩のなかに一括しているうちでも、特に東側半分の地域に広く現われており、西側半分には存在していても、その量比は小さくまたわずかに点在する程度に過ぎない(例えば、邑智町粕淵から久保にかけて、また湯抱北東方付近)。混成岩として区別したもののうちには、酒谷トーナル岩内の北縁部における花崗岩質部分を含む岩相に似ているものがある。また本地域北端部、三瓶山北東方の藤木谷に沿って、優黒質部分に富む混成岩があり、一部には酒谷トーナル岩に相当するものも見られる。

混成岩の優黒質部分は、鏡下では、主要構成鉱物が長柱状で累帯構造の著しい斜長石と角閃石及び少量の石英とからなるものであり、粒度は一様ではないけれど、その部分に限って見ると酒谷トーナル岩に極めて良く似ていることがある。酒谷トーナル岩と石見花崗岩主岩相とは明瞭な貫入関係が3か所で観察されており、両者の間には石見花崗岩の急冷相が確認されている。以上の事実からこれらの相互関係を推論してみよう。すなわち、それぞれの形成時期には、互いに時間的間隙は存在するものの、酒谷トーナル岩・混成岩(優白質の花崗岩質岩石を含む)・石見花崗岩の順序に進入・固結した一連の火成

活動の産物であるという可能性が浮び上ってくる。本石見花崗岩の混成岩のなかから、特に新鮮な露頭を吟味し、更に優黒質部分を避けて優白質の細粒花崗閃緑岩から黒雲母の分離可能なものについて放射年令測定を行った。産地は石見花崗岩分布域の真中、東端部に近い頓原町才谷である。黒雲母のK-Ar年令は $31.6 \pm 1.6$  Maを得ており、クロスチェック用に行った同一岩石中のジルコンのフィッシュントラック年令は19Maと大きくかけ離れた放射年令を示した。

**岩石記載** 石見花崗岩主岩相 中粒微文象黒雲母花崗岩<R20833> 大和村二台谷北東方

淡灰紅色を帯びた優白質で、4mm位の粒状石英の目立つ斑状岩である。有色鉱物として黒雲母と不透明鉱物が点在しており、黄緑色の緑れん石の散在するのも肉眼で認められる。鏡下では、4mm前後の自形石英・カリ長石・斜長石と1-2mmの緑泥石化した黒雲母、これらを取り巻く1-2mmの文象構造をもつカリ長石・石英からなる。緑泥石化している黒雲母には緑れん石と不透明鉱物が付随している。カリ長石の量は極めて多い。少量の褐れん石と割れ目に沿う石英細脈中に極少量の白雲母が晶出している。その他の微量鉱物として、ジルコンが認められる（第Ⅲ図版1）。

混成岩（優黒質部分） 細粒黒雲母角閃石トータル岩<R19326>（第31図） 邑智町花ノ谷

緑色を帯びた暗灰色、細粒・緻密の岩石である。鏡下では、2-4mm長柱ないし針状の緑色角閃石、0.2-0.5mmの黒雲母及び0.1-0.2mmの不透明鉱物の有色鉱物、著しい累帯構造をもつ0.5mm前後の短冊状斜長石とこれらの粒間を埋める少量の他形石英と極少量の緑色角閃石からなる。少量のスフェン及びアパタイトが認められる。一部の黒雲母は緑泥石に移化している（第Ⅲ図版2）。

混成岩（優白質部分） 角閃石含有黒雲母花崗閃緑斑岩<R19325> 上記の優黒質部分と同じ

ガラス光沢をもつ黒雲母壁開片と淡紫色を帯びた灰色カリ長石の斑晶の目立つ斑状岩であり、ところどころに径1cm以下の優黒質部分の細岩片を含んでいる。鏡下では、2-5mmの斑晶として自形斜長石・石英と2mm以下の黒雲母、不透明鉱物及び極少量の緑色角閃石からなる。斜長石は著しい累帯構造を、一部の石英は湾入状を示す。マトリックスは径0.5mm位の自形斜長石・黒雲母、他形の石英・カリ長石からなり、極少量の緑色角閃石・アパタイト・ジルコン・スフェンを含む。黒雲母の緑泥石化は劈開に沿ってわずかに認められる程度で、少量の緑れん石が晶出している（第Ⅳ図版1）。

### Ⅲ. 10 川内層群、戸風呂谷層及び小松地デイスイト層

#### Ⅲ. 10. 1 概要

本図幅地域内には、高山層群の最上部と同時期かそれより若く、波多層と同時期かそれより古いと考えられる火山岩類が分布する。それらは、岩相上、川内層群、戸風呂谷層（新称）、小松地デイスイト層（新称）に区分できるが、それぞれが、断層で境されたブロックとして存在するため、相互のあるいは他の地層群との層序関係はあいまいである。そこで、ここでは、それらを古第三紀後期の地層群としてまとめて記述することにする。

以下に述べるように、川内層群は、高山層群より上位で斬新世であることもほぼ間違いない。戸風呂谷層、小松地デイスイト層は、従来、中新統最下部層とされてきたが、積極的な証拠はない。むしろ、戸風呂谷層や小松地デイスイト層を貫く横原複合岩体や類似の岩体が、祖式閃緑岩と同時期のものでは

れば、古第三紀の地層ということになる。地質構造（第92図）をみると、小松地デイスাইト層は背斜部に位置し、その両翼に戸風呂谷層が分布する。そして、その間は、高山層群や高畑花崗岩を切る断層で境される。特に、地頭所から京覧原付近を通る断層は、戸風呂谷層と川内層群をともに切っている。このような地質構造から判断する限り、小松地デイスাইト層は、戸風呂谷層や川内層群より古いと考える方が無理がない。すなわち、小松地デイスাইト層は、高山層群に相当する古いものとみなすことも可能である。しかしながら、小松地デイスাইト層の変質は、高山層群のものに比べて弱いこと、フィッシュントラック年令が20-24Ma（恐らく22Ma前後）であることから、上記の解釈の妥当性について十分吟味する必要がある。現段階では、戸風呂谷層は、川内層群一波多層最下部、また、小松地デイスাইト層については、高山層群上部一波多層最下部のどこかに位置づけられるとするのが最も妥当であろう。

なお、石見花崗岩が広く分布している邑智町沢谷付近には、地質図には表現されていないが、含軽石酸性凝灰岩が点在する。熱変成を受けていないことから、石見花崗岩より後生のものであることははっきりしているものの、本図幅地域内に比較しうる岩相がみあたらない。分布位置からみて、いまのところ、古第三紀後期の凝灰岩と考えておきたい。

### Ⅲ. 10. 2 <sup>かわうち</sup>川内層群

川内層群は、川本町川内から大田市祖式<sup>そじき</sup>、大家<sup>おおえ</sup>、川本町田原にかけて分布する地層群で、安山岩一流紋デイスাইト火山岩類からなる（松田、1976、1977；松田・小田、1982）。

本層群は、当初、高山火山岩類（吉田、1961）の一部とされていた。その後、吉田（1966）は、高山火山岩類のなかに、作木火山岩類相当層（半部流紋岩類、湊安山岩）を不整合に覆い、君谷層群（吉田、1953）に不整合に覆われる火山岩類を認め、川内石英安山岩と命名した。村上、長谷（1967）は、これを川内石英安山岩層と呼び、「島根県祖式地区に分布し、高田流紋岩類相当層を不整合に覆う火山岩類」として紹介した。この時点までは、その層序、岩相、構造は詳しく記載されていなかったようであるが、最近になって、松田（1976、1977）、松田・小田（1982）は、新たに川内層群と命名し、その地質学的概要を報告している。

松田（1976、1977）によれば、川内層群は、田原亜層群<sup>みまた</sup>と三俣亜層群からなり、更に幾つかの地層に細分される。田原亜層群堆積後に川本花崗閃緑岩・坂本花崗岩が貫入し、その後に三俣亜層群が堆積し、更に、その中に祖式石英閃緑岩が貫入した、と考えられている。また松田・小田（1982）は、川内層群を上部層と下部層に分けるとともに、層序学的には桜江層群（松田・小田、1982）や高山層群より新しく、川内石英安山岩層（村上・長谷、1967）にほぼ相当する古第三紀火山岩類として位置づけている。上部層、下部層は、それぞれ、三俣亜層群、田原亜層群に相当するらしいが、相互対比は行われていない。しかし、三俣亜層群と田原亜層群は不整合（松田、1976）とされていたのに対し、上部層と下部層が整合とされている点が注目される。上部層は、コールドロンとしての性格を有すると考えられている（松田、1976、1977；松田・小田、1982）。

**命名** 松田（1976）

**分布及び層厚** 川本町半部から邑智町地頭所、久喜原・京覧原を通る断層を境にしてその両側に分布する。層厚500m以上。

**層序関係及び貫入関係** 都野津層群に覆われ、戸風呂谷層とともにひん岩の小岩体に貫かれる。このひん岩の小岩体は、岩質や貫入位置などから判断して、祖式石英閃緑岩あるいは槇原複合岩体とほぼ同時に貫入したと考えられる。

本層群の火砕岩に異質礫として、石見花崗岩や高山層群の火山岩類に由来する礫が見つかることから、高山層群より新しいと考えられる。また、本層群のフィッシュントラック年令として、28-30Maの値が報告されている（松田，1979，1980）。ちなみに、本層群を貫く祖式閃緑岩のフィッシュントラック年令は、 $23.6 \pm 2.8$ Maである（松田，1979）。

**岩相** 主にデイサイトないし安山岩の結晶凝灰岩からなり、少量の凝灰角礫岩を含む。2cm以下の濃緑色のガラス質レンズがよく見られ、しばしば溶結している。デイサイト結晶凝灰岩には丸い石英結晶のほかに、多種類の岩片が取り込まれて、凝灰角礫岩に移化するものがある。主な岩片は、デイサイト火砕岩・緑色緻密安山岩（高山層群起源）・斜長石斑状安山岩・泥岩・炭質物・デイサイト溶結凝灰岩（小松地デイサイト層類似）・結晶片岩からなる1-20cm大の角礫、及び細粒黒雲母花崗岩・アブライト・流紋岩の径1-5cmの円礫である。安山岩火砕岩の場合には、肉眼で分かる結晶は斜長石のみであり、まれに3cm以下の大きさの安山岩礫を含むに過ぎない。

**岩石記載** デイサイト溶結結晶凝灰岩<R20941> 川本町半部<sup>はんべ</sup>

肉眼では緑色を帯びた灰色を示し、溶結構造が明瞭である。鏡下では大きさ1-3mmの斜長石・石英・黒雲母・不透明鉱物の自形結晶と、少量の他形のカリ長石及び微量のアバタイトを含む。石英結晶には湾入形を示すものがある。基質は無色―緑色の脱ガラス化したガラスで、溶結構造が見られ、また緑れん石を生じている。岩片として、4-10mmの大きさで、輝石の仮像を含む斜長石斑状安山岩を少量確認した。

### Ⅲ. 10. 3 <sup>とぶろがに</sup>戸風呂谷層

**命名** 新称

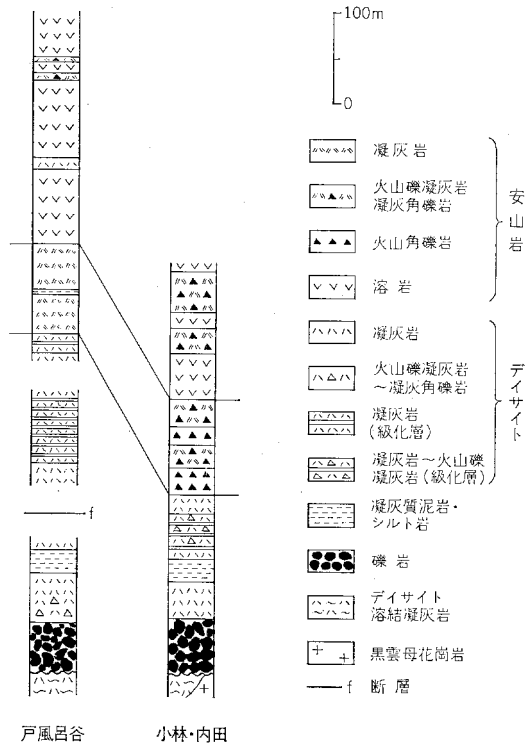
**模式地** 島根県邑智郡邑智町戸風呂谷

**分布及び層厚** 邑智町京覧原、別府の2つの地域に分布する。層厚は600m程度。

**層序関係及び貫入関係** 模式地付近では湯抱川火山岩類を、京覧原の小林付近では高山火山岩類を不整合に覆い、都野津層群に直接覆われる。本層は、西山・三浦（1963）、松田・小田（1982）により、中生代火山岩類あるいは川内層群を不整合に覆う中新統最下部層とされているが、今回の調査では、そのような見解を積極的に支持する証拠は得られなかった。

川内層群とは断層で接するため、両者の関係を直接知ることはできないが、高山層群を直接覆うことや、基底礫岩中に川内層群に由来すると断定しうる礫が見つからないこと、祖式閃緑岩あるいは槇原複合岩体とほぼ同時期と考えられるひん岩の小岩体が松代谷付近で川内層群と本層を同時に貫いていることなどから、本層は、川内層群の中に位置づけられる可能性が高い。

**岩相** 本層は、基底礫岩層、デイサイト、安山岩の凝灰角礫岩―凝灰岩、安山岩溶岩、火山角礫岩、火山円礫岩などからなり、凝灰質泥質岩を挟む。京覧原地区と模式地のある別府地区とでは、火砕岩、溶岩などの産状に若干の違いは認められるものの、下位から上位までの岩相変化は酷似し、また、高山



第32図 戸風呂谷層の柱状図



第33図 戸風呂谷層に見られる凝灰岩の二重級化層 (邑智町小林)



第34図 湯抱川火山岩類の上の戸風呂谷層の基底礫岩 (邑智町大釣山付近)

層群を直接覆うことから、同一の地層と判断される（第32図）。

泥質岩や火砕岩には炭質物が含まれていることがある。火砕岩は、一部に溶結部を伴うものの、しばしば二重級化層をなす（第33図）。溶岩は水中自破砕状を呈し、火山角礫岩、凝灰角礫岩に移化することがある。したがって、本属の火山岩類の大部分は、陸水域に堆積したものであろう。

基底の礫岩は、場所によって岩相を異にする。湯抱川中流にある大釣山付近では、数cm-50cm大の亜角礫-亜円礫と凝灰質の基質からなる（第34図）。上部に向かって基質が増え、デイサイト凝灰角礫岩に移化する。礫種は、直下の酸性凝灰岩・溶結凝灰岩を主とし、安山岩・中粒黒雲母花崗岩礫などである。一方、京覧原の小林付近では、数cm-20cm大の亜角礫-角礫からなり、時として1-数mの巨大岩塊を含む。礫種は、酸性溶結凝灰岩・凝灰岩を主とし、自破砕状安山岩溶岩、細粒黒雲母花崗岩・中粒黒雲母花崗岩、砂岩及び泥岩などの礫も含まれる。礫の大部分は、付近に分布する高山火山岩類・邑智層群・石見花崗岩・乙原花崗岩あるいは高畑花崗岩からもたらされたものと考えられるが、なかには、小松地デイサイト層の凝灰岩・溶結凝灰岩に類似したものも存在する。地頭所と向谷の間の尾根筋に分布する礫岩層は、小林付近のものと同じ岩相を示す。また、礫岩を構成する礫は、異質礫として、上位の火砕岩中にも含まれていることが多い。

**岩石記載** 単斜輝石斜方輝石安山岩<R20953> 邑智町下城南方

暗灰色ないし若干黒色光沢を帯びた緻密堅固な岩石で、斜長石の斑晶が目立つ。わずかに流埋構造が認められる。鏡下では斑晶の斜長石と輝石とが4-5mmの集斑状組織をなすことがある。斑晶は斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱からなる。斜長石は1-5mm大の自形結晶であり、他の斑晶（0.5-2mm）に比べて大きく、また量も多い。斜方輝石は変質して緑泥石化しており、特に（110）の劈開面に沿って顕著である。周縁を単斜輝石がC軸を平行に取り囲んでいることがある。単斜輝石は短柱状の自形結晶をなすほか、前述の斜方輝石の周縁に生じている。石基は斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱及びアパタイトからなる。斜長石は0.1mm以下の短冊状自形結晶である。単斜輝石・斜方輝石ともに0.1mm以下の自形結晶で、量は単斜輝石の方が多い。

### Ⅲ、10. 4 小松地<sup>こまつじ</sup>デイサイト層

**命名** 新称

**模式地** 島根県邑智郡邑智町小松地。都野津層群によって大部分が覆われているが、田代谷、小貝谷、田平谷で典型的な岩相が見られる。最も露出が良いのは、大田市川合町市場で分岐し、中山の北側を通る忍原川支流。

**分布及び層厚** 小松地を中心とし、北は戸風呂谷西方、南は京覧原付近まで分布する。層厚は400m以上。

**層序関係及び貫入関係** 横原複合岩体に貫かれ、都野津層群に覆われる。本層に由来すると思われる礫が、戸風呂谷層に含まれていることと、久喜原付近の高山火山岩類上部相当の分布域や湯抱川火山岩類の分布する鶴降山<sup>つるふり</sup>西方の沢で本火山岩類のものと思われるデイサイト溶結凝灰岩の転石が見つかることから、本層は、高山層群の上部層に位置づけられる可能性がある。しかしながら、反証として高山層群に一括されるほかの火山岩類に比べて変質があまり造っていない点や、本層のデイサイト溶結凝灰岩

中のジルコンの各粒子ごとのフィッシュトラック年令がかなりばらつくものの、20-24Maの範囲に入るものが最も多いことから、戸蔵川火山岩層より下位の波多層に位置づけられる可能性もある。

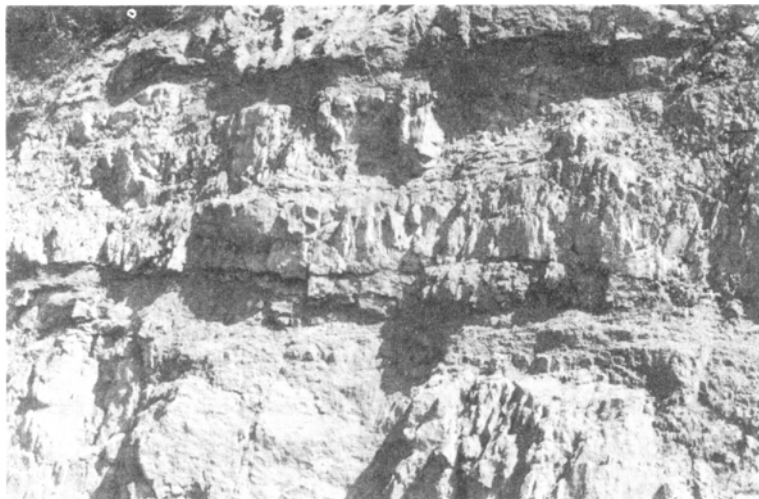
**岩相** デイサイト溶結凝灰岩を主とし、同質凝灰岩、軽石凝灰岩、細粒凝灰岩などを挟む。田代谷では、デイサイト凝灰岩の溶結部（厚さ1-数m）と弱溶結-非溶結部（厚さ数10cm-1m）の互層が見られる（第35図）。また、中山の北側を走る忍原川支流のデイサイト溶結凝灰岩は、細粒凝灰岩のほか、厚さ数-一致10mの同質凝灰角礫岩を挟むことがある。この凝灰角礫岩は、デイサイト溶結凝灰岩の角礫を主とし、円磨された安山岩礫（径数-10数cm）をしばしば含む。

国道375号線中山-上城間では、淡緑色-白色の酸性凝灰岩・凝灰角礫岩を主とし、数m程度の級化層をなす部分も見られる。凝灰角礫岩は、礫径数cm-30cm内外のアプリライト、中粒黒雲母花崗岩、酸性火山岩、酸性溶結凝灰岩、斜長石斑晶に富む安山岩、安山岩火山凝灰岩などの亜角礫-亜円礫、時として最大径1m内外の花崗斑岩や安山岩のブロックを含み、礫岩状に見える部分もある。

デイサイト溶結凝灰岩は、一般に新鮮面で紫灰色、風化面でピンクがかった灰色を呈し、淡緑色のレンズ（長径数mm-2cm、短径数mm-1cm）を持つ。そのほかに、小貝谷では、黒色レンズを持ち、赤味がかった灰色を呈する流紋デイサイト（？）溶結凝灰岩がある。

**岩石記載** デイサイト溶結凝灰岩<R22439> 小松地田平谷入口の切割

やや紫がかった灰色。長さ数mm-2cm、厚さ数mm-1cmの淡緑色を呈する軽石質レンズを持つ。肉眼では2-3mm大の石英斑晶が目立つが、最大3mm程度で石英よりやや小さい斜長石の斑晶を比較的多量に含む。石英・斜長石ともに自形-半自形のものほかに、破片状のものも多く含まれる。石英は、湾入状を呈するものがあり、その部分を粘土鉱物などに置換されたガラスが充てんしている。また、斜長石には、しばしば累帯構造が見られ、一部は、炭酸塩鉱物、セリサイトに置換されている。ごくまれに、長さ0.5mm内外の黒雲母が見られる。そのほかに、ジルコン、鉄鉱などを含む。基質をなすガラスは、鏡下では茶褐色を呈し、強く溶結しているが、既に脱ガラス化している。軽石質レンズは、外形



第35図 小松地デイサイト層の溶結凝灰岩の露頭（邑智町田代谷）

が湾入状で累帯構造を持つ斜長石の斑晶をまれに含み、粘土化している

### III. 11 横原<sup>まきはら</sup>複合岩体

横原付近に分布し、湯抱川火山岩類、戸風呂谷層、小松地デイサイト層を貫く小岩体群を横原複合岩体と呼ぶ。また、京覧原付近で川内層群・戸風呂谷層を貫き、岩相上類似した小岩体もこれに含めることとする。本岩体は川合層に覆われる。また、波多層の戸蔵川火山岩層に、本岩体類似のひん岩の外來礫が含まれている。したがって、本岩体の貫入時期は、戸蔵川火山岩層の堆積する前で川内層群の堆積期あるいはそれ以後と考えられる。

この時期に貫入した火山—深成複合岩体としては、出雲湾入部の吉田複合岩体・民谷複合岩体・野田山複合岩体など(沢田, 1978a, 1978b)や、川内層群を貫く祖式閃緑岩(吉田, 1961; 松田, 1976, 1977; 松田・小田, 1982)が知られている。本岩体は、岩質上、祖式閃緑岩に類似し、しかも、祖式閃緑岩と本岩体との間には、川内層群や戸風呂谷層を貫くひん岩の小岩体が点々と分布している。したがって、本岩体は、祖式閃緑岩とほぼ同時期に貫入したと考えても差し支えなさそうである。祖式閃緑岩のフィッシュトラック年令は、 $23.6 \pm 2.8\text{Ma}$ である(松田, 1979)。

横原川沿いの岩体は、細—中粒の石英閃緑岩—トータル岩を主岩相とし、周縁部に閃緑ひん岩—ひん岩を伴う。鶴降山から南方に延びる岩体及びそのほかの岩体は、ひん岩—斑状安山岩を主岩相とし、縁辺部に一部、無斑晶安山岩を伴う。石英閃緑岩—トータル岩は、半自形粒状組織、まれに一部微文象組織を示し、普通輝石・角閃石・黒雲母・斜長石・石英・カリ長石などからなる。カリ長石は量的にわずかで、含まれない場合もある。ひん岩は、普通輝石・斜長石・石英を主な構成物とするものが多いが、角閃石・斜長石・石英などからなるものも認められる。斑状安山岩は、斑晶として、普通輝石・斜長石を含む。ただし、京覧原付近の岩体は、このほかに、紫蘇輝石の斑晶を含む。

横原から鶴府にかけて分布する二つの岩体は、200-300mしか離れておらず、その岩相の変化も連続するようにみえることから、両岩体はもともと一つの岩体であり地下では連続している、と判断される。岩質や分布、母岩との貫入関係から、その周辺の岩体も一連の火山—深成火成活動によって形成されたと考えている。

### III. 12 古第三紀岩脈類

本地域内には、脈幅500mを超え延長2kmにも及ぶ巨大なデイサイト質岩脈から、幅1cm内外の細脈まで見つかっており、岩質もアプライトから玄武岩まで多種にわたっている。貫入時期についてみると、一般に貫入を受けた母岩の時代よりも若いという下限ははっきりしていても、岩脈の場合不整合によって新しい地層等に覆われたり、あるいは礫として取り込まれるような状況証拠はほとんどないので、その上限を決めるのは難しい。したがって、貫入時期は便宜的に位置づけられてはいるものの、上限あるいは下限の時代に幅を見込む必要がある。

本文中で、古第三紀に貫入したとみなした岩脈類は次のとおり4種類である。



- ① 邑智層群を貫く幅500m延長1km位の安山岩・ひん岩 (Pp)
- ② 高山層群及び邑智層群を貫くデイサイトー珪長岩の巨大な貫入岩 (Ro)
- ③ 古第三紀前期進入岩類等を貫く安山岩・ひん岩ーデイサイトの岩脈 (Po, 地質図上では一部のみ記入)
- ④ 石見花崗岩を貫く各種の岩脈 (地質図上では省略)

①の安山岩・ひん岩 (Pp)

本岩脈は、安山岩の組成をもつものであり、ひん岩質になったり、閃緑ひん岩質になって邑智層群を貫いている。その多くは、周辺の花崗岩類の影響を受けてホルンフェルス質になっている。

②のデイサイトー珪長岩の巨大な貫入岩 (Ro)

本岩脈は、主に高山層群を貫く脈幅数100mに達する珪長岩及びこれと類似の岩脈である。本岩脈は山陰中生代末火成活動研究グループ (1979) の珪長岩を含んでおり、主に (i) 火打谷川沿いに高山集落を経て石見山に至る高山火山岩類の南部に集中的に西北西ー東南東方向に延びて分布するもの、及び (ii) 邑智町西南端の小谷集落を中心<sup>こたに</sup>に、高山火山岩類・邑智層群・乙原花崗岩を貫き南北方向に延びて分布するものがある。一般に細粒緻密で灰色ないし帯緑灰色を呈し、破断面ではガラス質光沢を示すことがある。岩質は (i) は主にデイサイトないし流紋岩、(ii) はデイサイトないし流紋岩のほか石英斑岩・文象斑岩も見つかっている。ここでは (i) 及び (ii) は岩質及び貫入状況が互いに似ていることから一括しているが、別の活動によって生じている可能性もある。

石見花崗岩との前後関係について、高山集落東方において接触状況の観察が期待されたのであるが、確認に至っていない。山陰中生代末火成活動研究グループ (1979) は、(i) の貫入時期を高山層群形成後ないし石見花崗岩貫入以前とみなしている。(ii) の方は、ごく一部が川内層群を貫いている。したがって、本岩脈の貫入時期は、石見花崗岩の活動時期を挟んでその前後を含めた広い幅を想定しなくてはならない (第1表)。

**岩石記載** デイサイト<R19932> 邑智町火打谷

灰色を呈する細粒緻密な岩石であり、白色で3mm以下の累帯構造を示す斜長石と2mm以下の濃緑色黒雲母を含む斑状岩である。黒雲母は緑泥石化しており、内部に細粒のアパタイトを含む。石基は0.05mm以下の斜長石、石英、緑泥石化した黒雲母からなり粒状組織を示す。そのほか微量の不透明鉱物、アパタイト、ジルコンを含む。

③の安山岩・ひん岩ーデイサイト (Po, 地質図上では一部のみ記入)

本岩脈は、高山層群形成よりも前に進入固結している古第三紀前期の花崗岩類中に貫入したすべての岩脈を含んでいる。その概要は次のとおりである。

本地域東部においては、本岩脈はアプライト・文象斑岩・花崗斑岩・流紋岩・斜長石斑岩・安山岩・ひん岩が識別され、灰屋川斑れい岩、赤名花崗閃緑岩、及び乙原花崗岩を貫いている。アプライトと文象斑岩を除くと、どの岩脈もほぼ上記の花崗岩類の節理系に沿って貫入しており、通常脈幅は2m以内と狭く、しかも岩脈の周縁部は細粒・緻密な急冷相の生じているのが特徴である。これらの岩脈のうち最も石見花崗岩及び高山層群の分布域に近い所では、花崗斑岩や斜長石斑岩が多くなり、また脈幅も数

mを越すことがある。しかしこの岩脈が石見花崗岩からの分岐脈がどうかは確認されていない。岩脈の貫入方向は主に東西及び南北方向の二方向であり、その他の傾向のものは少ない。

本地域北部の乙原花崗岩野城岩体の南縁付近には、石見花崗岩の貫入面に平行に延びる幅100m位のひん岩が見られる。この岩脈は、(Po)として塗色されている。

本地域南四隅における高畑花崗岩及び乙原花崗岩中にはひん岩・安山岩・流紋岩・珪長岩・斜長石斑岩・花崗閃緑斑岩・閃緑ひん岩などが貫いている。これらの岩脈の貫入方向は一定していない。

以上の岩脈の貫入時期についてはその上限ははっきりしていない。高山層群、特に高山火山岩類には珪長岩等の珪長質岩脈が多量に貫入し、巨大岩体をなすことが分かっている。しかし他の岩脈はわずかに発見されているに過ぎない。④の各種の岩脈において述べるように、石見花崗岩を貫くひん岩・流紋岩の岩脈が極めて少なく、また脈幅は1m以内が普通であることなどと考え合わせると、本地質区分の岩脈は大部分が石見花崗岩進入以前あるいは高山層群形成以前に貫入したものであろう。

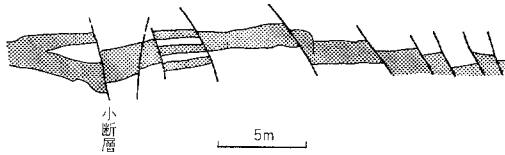
赤名花崗閃緑岩中の進入角礫岩を伴う岩脈の産状について、連水火山岩類のなかで既に記載している。しかしこの岩脈が火山岩類にひと続きに連らなっているという証拠はまだ挙っていない。類似の進入角礫岩が、頓原町八神東の神戸川に架る橋下南側岩壁に発見された。すなわち、赤名花崗閃緑岩中の幅1-10mm位の細かい網状貫入脈であり、花崗閃緑岩を数mm-数10cm位のばらばらの角礫状に破壊している。神戸川水面近くの下方面では花崗閃緑岩中に細脈が散在し、一見して岩脈とは認められないほど小規模・狭小の網状脈であるが、上方に向かって5m位離れると、その網状脈は急激にその幅を膨らませ、マトリックスの量が急増し、幾分青味を帯びた淡灰色のデイサイト質火山岩が目立つてくる。この進入角礫岩の貫入方向はほぼ東西に近く、道路上の橋詰南西側に大きな露頭をなしている。周囲の赤名花崗閃緑岩は淡紅色カリ長石を含んでおらず、暗灰色比較的細粒の黒雲母角閃石花崗閃緑岩であり、この中に細かい割れ目が無数に生じており、進入角礫岩の周りのみでなく幅20m以上にわたって破碎作用を受けているのが観察される。

#### ④の各種の岩脈（地質図上では省略）

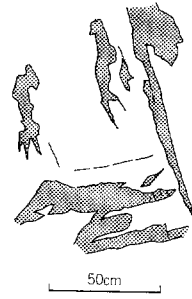
ここでは石見花崗岩を貫く岩脈のみを記載する。石見花崗岩のなかには幅1cm以下の石英脈から脈幅数mに及ぶひん岩・流紋岩まで多種類の岩脈が識別されている。

ひん岩・流紋岩の出現頻度は極めて低いものの、貫入形態は一様ではない。例えば、ひん岩の場合でも脈幅2m位の直線状に貫入した岩脈が節理に沿って数10cmずつ転位したり（第36図）、逆に脈幅が貧弱でしかも不規則なアメーバ様の浸み込み（第37図）も見られる。ひん岩と比べると流紋岩の方は脈幅は広く2-3mに達し、顕著な流理構造と急冷周縁相を持つガラス質黒雲母流紋岩-珪長岩である。なかにはサニディンを含む流紋岩も見つかっている。また第38図に示すように急冷周縁相を持ちながら、上方に向かって先端が尖滅する流紋岩岩脈も観察されている。

以上述べたひん岩・流紋岩は、個々の岩脈の産状からも分かるように、母岩の石見花崗岩との関係からみて貫入時期を一つに特定することは難しい。一部の流紋岩岩脈は急冷周縁相をもつものの、石見花崗岩の節理系に沿って貫入したように見えない。すなわち、岩脈はその節理系と無関係に貫入するとともに節理系によって変位していることなどから、この流紋岩岩脈の貫入時期は古そうで、石見花崗岩形成後間もなく貫入した同一火成活動の産物ともみなされる。



第36図 石見花崗岩を貫くひん岩岩脈の産状を示すスケッチ  
粘土を含む小断層によってわずかに転位している(邑智町信喜南方)



第37図 石見花崗岩内にアメーバ状に貫入しているひん岩の産状を示すスケッチ(邑智町光峠南方)

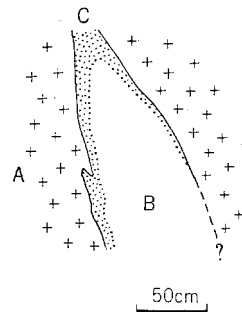
出現頻度の低いひん岩・流紋岩と違って、無数ともいえる位沢山の珪長質岩脈が石見花崗岩体内を貫いており、脈内のみならず周囲の岩石にも主に白雲母<sup>6)</sup>を生ずる変質作用を与えている。1本1本の脈幅が1cmオーダーの主として石英脈から1mオーダーのアプライト脈までが認められている。ここでは、便宜上、①珪長質の青灰色細脈(grey streak)、②不透明鉱物(主に磁鉄鉱)+白雲母+石英からなる暗灰色石英脈(dark streak)、③乳白色石英脈(一部にMnを含む)、及び④多量の白雲母を含むアプライトの4種類に区分して、それぞれの特徴を記載する。

①珪長質青灰色細脈(grey streak)

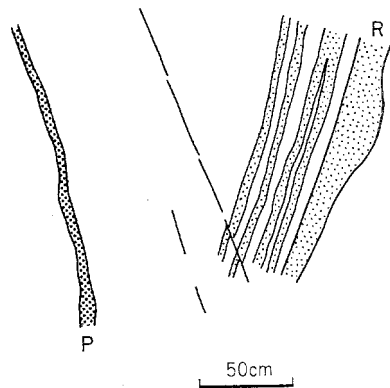
ミアロリチック花崗斑岩のなかを貫く脈幅10cmより小さい平行岩脈であり(第39図)、石見花崗岩体南部にしばしば生じている。一部の細脈は断続しながら尖滅することもある。

**岩石記載** 黒雲母流紋岩<R19687> 邑智町酒谷、市一充滿山間の泉谷林道沿い

細粒のため見掛け青味がかかった濃い灰色を帯びる緻密な流紋岩である。鏡下では、径2-5mmの湾入状を示す石英、長方形のカリ長石(サニディン)、斜長石、緑泥石化した黒雲母が散在し、石基は微晶質の珪長質鉱物であり、その中に少量の黒雲母細片を含む。不透明鉱物は少ない。本細脈には、黒雲母の緑泥石化(緑れん石+不透明鉱物を含む)



第38図 石見花崗岩を貫く流紋岩岩脈で、上方に向かって尖滅している状態を示すスケッチ A:微文象花崗岩 B:流紋岩 C:ガラス質流紋岩(急冷周縁相)(邑智町市西方)



第39図 石見花崗岩を貫く平行配列状の青灰色細脈(R)の産状を示すスケッチ P:ひん岩(邑智町市西方)

6) 本文中では特別の場合を除いて絹雲母・加水白雲母などの区別を行わないで、白色雲母の総称として用いる。

が認められ、また少量の白雲母が生じている。

本岩脈の流紋岩はサニディン斑晶を含むことなどから、前記「ひん岩・流紋岩」のなかの流紋岩に似ている。しかし本区分の細脈群は石見花崗岩のなかの明瞭な節理系に規制されているので、節理系に支配されていない前記の流紋岩から区別している。第39図に見られるとおり、この流紋岩細脈群はこの地区に一般的な後成の節理系に切られ、その節理系に沿ってひん岩岩脈が貫入しているので形成時期は前記の流紋岩の時期に近いのかも知れない。

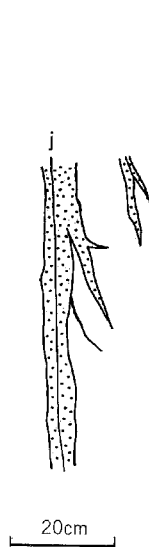
本岩脈の分布範囲は石見花崗岩のうちでも斑状粗で特にミアロリチック花崗斑岩の部分に入り、鉍化作用を付随しない。

#### ②暗灰色石英脈 (dark streak)

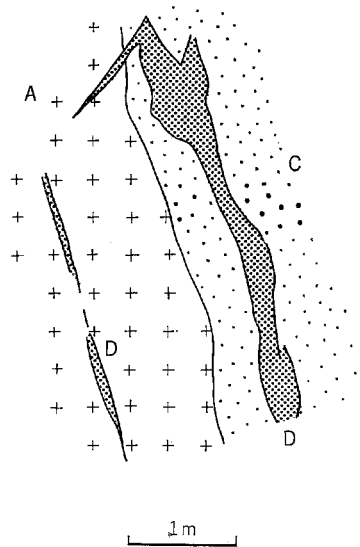
中一細粒花崗岩—斑状花崗岩及びこれを貫くアプライトのなかに生じた節理系の割れ目に沿って浸入している暗灰色を呈する石英の細脈であり、石見花崗岩（混成岩を含む）のなかに広く分布するほか周辺の花崗岩類のなかにもわずかに発見されている。この暗灰色石英脈には多量の白雲母が晶出しているほか、不透明鉍物（特に針伏磁鉄鉍）に富むのが特徴である。本石英脈は多様な形状を示すように見えるけれど、節理系に規制されているためかその主たる浸入方向は地区ごとにほぼ一定しており、部分的に異なる傾向をもつ細脈は主要方向からの枝別れと見なすことが可能である（第40及び41図）。

#### 岩石記載 不透明鉍物含有白雲母石英脈<R19728> 邑智町信喜南方

斑状花崗岩及びこれを貫くアプライト脈（幅3m以上、走向N40°W、傾斜7-80°E）の両者の中の節理に沿って生じている暗灰色石英脈である。暗灰色石英脈はアプライト脈のなかでも境界側に多く、脈幅30cmに膨らむのに比べて、中心部には少なく、またあっても脈幅は細い。大抵暗灰色石英脈は数



第40図 石見花崗岩を貫く暗灰色石英脈で、下方に向かって枝別れ尖滅する状態を示すスケッチ。細脈の中央には割れ目(j)が通っている（邑智町市西方）



第41図 石見花崗岩を貫く暗灰色石英脈の産状を示すスケッチ  
A：斑状花崗岩 C：アプライト脈 D：暗灰色石英脈（邑智町信喜南方）

mm-数cmオーダーの幅をもっている。この脈のなかに更に幅5mmの幾分黄褐色を帯びた石英脈があり、暗黒色光沢をもつ磁鉄鉱濃集部がレンズ状に並んで延びている。この部分は携帯用ペンシル型磁石を強く引きつける。

鏡下では0.5-1.5mmの丸味をもつ石英粒が40%位を占め、その他の細粒のマトリックス内に散在する。マトリックスは径0.02mm位の極微粒白雲母の集合体と径0.03mm位の石英、少量の斜長石、極少量のカリ長石のモザイク集合体、及び不透明鉱物（近くの別の暗灰色石英脈中の不透明鉱物は、少量のイルメナイト、及びこれを包みあるいは切って新たに針状—長柱状に成長した多量の磁鉄鉱とからなる。微量の硫化鉄包有物がこれらの中に散点する。）からなり、微量の緑れん石・褐れん石も認められる。白雲母は微粒ではあるが、その量は極めて多く、対照的にカリ長石の量は少ない（第IV図版2）。

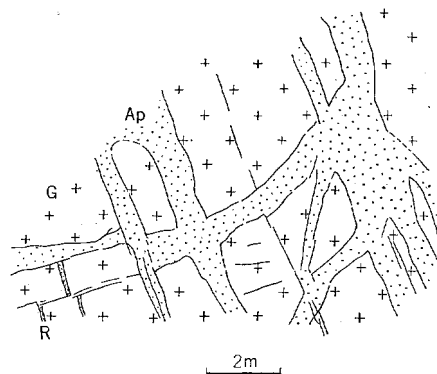
この暗灰色石英脈は、節理系に沿う割れ目を埋めているというだけの単純な石英脈ではなく、周囲の斑状花崗岩が破碎・変質を受け、石英のみが変質を免れて粒状に残存し、その粒間を白雲母・石英・斜長石・磁鉄鉱からなる微小細脈が入り込んで混成の石英脈となったものである。このようにして、脈全体としては、暗灰色を呈する白雲母に富む石英脈に成長したように観察される。この暗灰色石英脈の貫入方向は、沢谷川に沿う地区ではE-W性が多く、それより南方の混成岩の少ない地区ではN30-50°W方向が顕著である。沢谷川より北方の地区にも頻繁に本石英脈が発見されているが、まだ十分に解明できていない。

### ③乳白色石英脈

この石英脈は幅数cmから数10cmのものまであり、局部的にポケット状あるいはレンズ状に、またペグマタイト質になることもある。最も明瞭な特徴は珪化作用が付随することであり、灰白色を呈する石英脈のままの状態のものは極めて少なく、大抵乳白色化してぜい弱になり、しばしばマンガンを含む土状不透明鉱物が生じている。本石英脈は一本一本は小さいけれど、数10m以上にわたって帯をなして広がって分布することが普通であり石見花崗岩体内のみならず、周囲の赤名花崗閃緑岩、乙原花崗岩、高畑花崗岩中にも発見されている。

### ④白雲母アプライト脈

石見花崗岩の混成岩中において、脈幅1mを超えるアプライト脈が粗い篩目のように網目状に貫いている岩脈（第42図）であり、多量の白雲母が晶出している。混成岩は斑状花崗岩ないし花崗斑岩のなかに径10-数10cmの暗黒色細粒のトータル岩の捕獲岩を少量含むものである。アプライト脈の中にはポケット状にペグマタイト質部分が生じている。白雲母は径3mmを超える絹光沢をもつ結晶が放射状集合体をなし特にアプライト脈中に濃集しており、また周囲の混成岩のなかにも晶出



第42図 石見花崗岩内に網目状に貫入しているアプライト岩脈などの産状を示すスケッチ G：径10-数10cmの細粒トータル岩の捕獲岩を含む斑状花崗岩 Ap：アプライト R：流紋岩（大田市三瓶町上山南西方）

している。周辺地区を含めて露頭全体が著しく黄褐色まさ化しており、変質作用のほかに風化作用も加わっているので付随する鉍化作用の識別は容易ではない。しかし白雲母放射状集合体には、磁性のほとんどない不透明鉍物（赤鉄鉍か褐鉄鉍）が多量に共存しているのが認められている。この白雲母アブライト脈は石見花崗岩全域にわたって普通に見られるものではなく、どちらかというとその分布域は三瓶山周辺の地区に多いようである。

#### ＜石見花崗岩と岩脈類と鉍化作用との関係＞

これまで不透明鉍物とのみ記述してきたのは、系統的に十分な同定が進行していないので、そのまま俗称として表現している。このため、②、③及び④のそれぞれに関連する鉍化作用の性質を明らかにすることはできていない。特に②暗灰色石英脈及び③乳白色石英脈は石見花崗岩体内のみならず周囲の花崗岩類中にも生じており、これが本三瓶山図幅地域及び隣接図幅地域内に大きく広がる黄鉄鉍を主とし、Mo, Cu, Pb, Zn, を含む硫化鉍の分布と成因に寄与している一方、磁鉄鉍（現地において露頭から破碎分離した脈状部を更に細かく粉状とし、携帯用ペンシル型磁石への吸着力をルーペで確認するという原始的鑑定法による）やMn 鉍の酸化鉍物も含まれるという、一見矛盾した産状もかなり広い地域について認められている。

しかし、石見花崗岩と、これを貫くアブライト・流紋岩・ひん岩・各種石英脈及びこれらに付随する変質作用及び鉍化作用、なかでも特に暗灰色石英脈（dark streak）との関係について明らかにすることはできなかった。

### III. 13 白亜紀後期—古第三紀の火成活動に関する考察

本図幅地域の白亜紀—古第三紀の火成岩類は、活動時期からみて、6群に分けることができる（第3表）。

#### 白亜紀後期火山岩類

地表に露出する火成岩類のうち、最も古いものは、邑智層群及び新造寺山流紋岩類である。邑智層群は、高畑花崗岩・乙原花崗岩及び川本花崗閃緑岩に、また、新造寺山流紋岩類は、赤名花崗閃緑岩、乙原花崗岩に貫かれている。邑智層群と新造寺山流紋岩類の直接の関係は不明であるが、ともに流紋岩火砕岩を主体とし、乙原花崗岩に貫かれることから、ほぼ同時期の白亜紀後期火山岩類と考えることができよう。

#### 古第三紀前期侵入岩類

乙原花崗岩と赤名花崗閃緑岩の黒雲母 K-Ar 年令は、それぞれ、60, 65Ma ; 64.3Ma であり、また赤名花崗閃緑岩の黒雲母 Rb-Sr 年令は63.4Maなので、大きくみて、ほぼ同時期の侵入岩類とみることができる。高畑花崗岩は、プロトクラスティックな一部の岩相を除けば、乙原花崗岩とよく似た岩相を示しているので、乙原花崗岩とほぼ同時期の花崗岩とみなしている。しかしながら、高畑花崗岩のフィッシュトラック年令として80-82Maの値が報告されている（松田, 1980, 1981）ので、今後とも検討すべき余地が残されている。この点から言えば、高畑花崗岩の捕獲岩体である志君花崗閃緑岩の位置づけは、更に問題となる。また、赤名花崗閃緑岩に貫かれる灰屋川斑れい岩の進入時期も不明であ

第3表 山陰地方中部及び東部における白亜紀後期—古第三紀火成岩類の対比

地域 時代		1/5万「三瓶山」図幅地域 (本研究;松田,1979,1980,1981,1982; 山陰中生代末火成活動研究グループ,1979)	1/5万「赤名」図幅地域 (本研究;吉田,1961;河野・ 植田,1966;柴田・石原,1974)	1/5万「根雨」・「上石見」図幅地域 (服部・片田,1964;HATTORI and SHIBATA,1974;服部,1978;SEKI, 1981)	三朝・奥津・湯原地域 (徳田ほか,1979;柴田, 1979)
古 新 世  始 新 世  晚 新 世	漸 新 世	古第三紀後期 侵入岩類	横原複合岩体 相式閃緑岩(23~25)		
	川内層群	川内層群(27~30) 戸風呂谷層(?) 小松地デイスイト層(?) (20~24)			
	古第三紀中期 侵入岩類	石見花崗岩(32,19) 酸性岩岩脈 酒谷トータル岩 奥山トータル岩	阿須那花崗岩 (35,39,41,51) 口羽閃緑岩類		鉛山侵入岩類 (37~39)
	高山層群	高山火山岩類(47) 連水火山岩類 八神火山岩類 湯泡川火山岩類	作木火山岩類		古第三紀火山岩類
	古第三紀前期 侵入岩類	乙原花崗岩,川本花崗閃緑岩 (?) (26,34,35) 高畑花崗岩(?) (80) 志君花崗 閃緑岩(?) 灰屋川斑れい岩 (?) 赤名花崗閃緑岩(63,64)	乙原花崗岩 都賀花崗岩(60,65)	侵入岩類II(60~66) 侵入岩類I(66~71)	因美侵入岩類 (51~70,78~81)
白亜紀 後 期	白亜紀後期 火山岩類	邑智層群(80~92) 新造寺山流紋岩類	新造寺山流紋岩類	流紋岩火山岩類(101) 安山岩火山岩類	白亜紀火山岩類

==== : 黒雲母K-Ar年代      ~~~~~ : 黒雲母K-Ar年代及び全岩,黒雲母Rb-Sr年代      ~~~~~ : 全岩Rb-Sr年代  
 —— : ジルコン フィッシュントラック年代 (年代の単位:Ma)

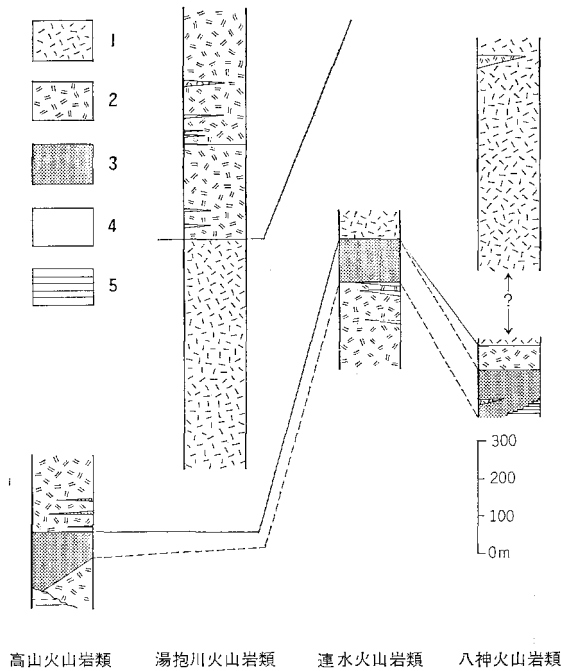
る。しかしながら、白亜紀後期の火山岩類にそれらの礫が見つかっていないという消極的な理由から、現時点では、白亜紀後期以後、乙原花崗岩の侵入以前の侵入岩類と考えておきたい。

川本花崗閃緑岩については、黒雲母 K-Ar 年令で34.1Ma (河野・植田 (1966) によれば25.6Ma)、フィッシュントラック年令で33Ma (松田・乙藤, 1982; 松田, 1980では35Ma) とされている。川本花崗閃緑岩は岩相上、灰屋川斑れい岩の一部あるいは赤名花崗閃緑岩に類似しており、また、川本町因原南方で桜江層群 (松田・小田, 1982) とされている火砕岩によってアバットされているらしいことから、赤名花崗閃緑岩と同時期かあるいはそれ以前のものと考えることができよう。もちろん、貫入関係から邑智層群より新しいことは確かである。しかしながら、測定された放射年令が若いことや、松田・小田 (1982) によって、桜江層群を貫く岩体だとされている点は、今後とも検討すべきことである。ただし、測定された年令についていえば、川本花崗閃緑岩やその周辺を貫く小岩体が多数あり、また、黒雲母のK<sub>2</sub>O含有量が少ないことや K-Ar 年令が26-34Maと幅が大きいことを考慮すれば、年令の若がりという解釈も可能である。

乙原花崗岩は高山層群に不整合で覆われる。また、高山層群中に高畑花崗岩、赤名花崗閃緑岩、乙原花崗岩の礫が存在する。したがって、乙原花崗岩・高畑花崗岩・赤名花崗閃緑岩は、白亜紀後期火山岩類を貫き、高山層群に覆われる古第三紀前期の侵入岩類として一括することができよう。

### 高山層群

高山層群は、古第三紀前期の五入岩類を不整合に覆い、石見花崗岩に貫かれる。高山層群に含まれる火山岩類は各地に点在するが、大きくみた場合の岩相の類似性に着目すると、第43図のような対比が



第43図 高山層群に属する4つの火山岩類の層序対比 1: 流紋岩—デイサイト火砕岩・溶岩 2: デイサイト火砕岩 (一部安山岩火砕岩を含む) 3: 安山岩—玄武岩溶岩・火砕岩 4: 頁岩 5: 基盤岩

の前後に噴出した安山岩—玄武岩の噴出の中心の一つが、高山火山岩類の分布する向谷周辺にあったらしいことは、既に述べたとおりである。また、高山層群のどの時期の火砕岩に対応するかは分からないが、連水火山岩類の分布地域に火道が見つっている。高山層群の火山活動は中心噴出によるもので、その火道は、各地にあったのではないかと考えている。

### 古第三紀中期侵入岩類

高山層群を貫く石見花崗岩は、黒雲母 K-Ar 年令で32Maを示す。酒谷トータル岩は、赤名花崗閃緑岩、連水火山上岩類を貫き、石見花崗岩に貫かれる岩株状の岩体である。奥山トータル岩は、高畑花崗岩を貫くほかは侵入時期を特定できる証拠はないが、乙原花崗岩を岩相上類似の岩脈が貫くこと、酒谷トータル岩と類似の岩相を示す岩株状の岩体であることなどから、一応、酒谷トータル岩と同時期の岩体と考えたい。石見花崗岩の礫が川内層群から見つかることを考慮すると、これらの岩体は、高山層群を貫き、川内層群に不整合に覆われる古第三紀中期侵入岩類として一括できよう。

石見花崗岩は、本図幅地域内で最も広く分布する花崗岩であり、細粒黒雲母花崗岩—アブライト質花崗岩、班状黒雲母花崗岩—花崗斑岩を卓越し、一部にミアロリチック花崗岩も存在する。すなわち、古第三紀前期侵入岩類に比べて、かなり浅所に貫入したとの印象を与えるのである。石見花崗岩の直前に侵入した酒谷トータル岩が岩株状であることも、このことを示唆している。石見花崗岩の内部には、閃緑岩あるいは石英閃緑岩と花崗岩頁岩との混成岩が所々に見られることは、酒谷トータル岩などのより塩基性の岩体の侵入と石見花崗岩の侵入との間の時間的差はあまりなかったことを示しているのかもし

可能である。最下部は、古第三紀前期侵入岩類礫を含むデイサイト火山凝灰岩—凝灰角礫岩を主とし、ほぼこの前後に安山岩—玄武岩の噴出の卓越した時期があった。この上位に重なる火砕岩は、流紋岩—流紋デイサイトの溶結凝灰岩、凝灰岩を主体とし、少量の流紋岩溶岩を伴う。高山火山岩類の中にはこのような火砕岩層がほとんどみあたらない。更に上位のデイサイト溶結—非溶結凝灰岩は、湯抱川火山岩類と八神火山岩類にのみ認められる。

第43図のような対比が正しいものとする、高山層群の火山岩類は、かなりの広がりを持った火山活動の産物と考えられる。デイサイト火砕岩を主体とする最下部層についていえば、高山火山岩類で最も厚いところから高山周辺に噴出の中心があったと考えることができよう。こ



れない。

### 川内層群

古第三紀中—後期の侵入岩類より若い古第三紀後期の火山岩類と考えられるものは、川内層群、戸風呂谷層、小松地デイサイト層である。これらのうち、層序関係や放射年令からみて、間違いなく古第三紀後期といえるものは川内層群である。川内層群は、デイサイト火砕岩を主体とし、祖式閃緑岩に貫かれる。祖式閃緑岩と川内層群のフィッシュントラック年令からみた場合、川内層群は、30-23Maにまたがる火山活動の産物と考えることができる。また、小松地デイサイト層のフィッシュントラック年令は、なお疑問の余地があるものの22Ma内外なので、この値が噴出年代を示すものとすれば、川内層群と相前後して噴出した火山岩類ということになる。更に、波多層の柄栗石英安山岩層のフィッシュントラック年令、20-30Maも噴出年代を示すものとすれば、やはり、ほぼ同時期の火山岩類ということになる。現時点では、古第三紀後期から中新統前期の火山岩類の層序がはっきりしないため、あるものは、古第三紀後期の火山岩類に、そしてあるものは中新世前期の火山岩類（いわゆるグリーン・タフ）に含められている可能性が十分あり、本図幅においても例外ではない。この意味では、川内層群、波多地域の波多層がともにコールドロンあるいは陥没体（松田、1976、1977；沢田、1978a；松田・小田、1982）といわれ、その内部あるいは周辺に斑れい岩—花崗閃緑岩の岩株状岩体あるいはひん岩の岩脈の侵入がみられるという共通点は、大いに注目してよい。案外、時期的には多少のずれがあっても、本図幅地域周辺のグリーン・タフの始まりは、松田（1979、1981）が示唆しているように川内層群の頃からということかもしれない。

### 古第三紀後期侵入岩類

川内層群や戸風呂谷層、小松地デイサイト層を貫く榎原複合岩体は、分布、貫入関係、岩相の類似性から、祖式閃緑岩に対比されよう。現段階では、古第三紀後期火山岩類を貫く古第三紀後期の侵入岩類として、祖式閃緑岩と同じく位置づけされると考えておきたい。榎原複合岩体は、岩石組織からみて、深成—半深成岩、場所によっては火山岩の様相を示す小岩体群であることから、川内層群などの火山活動末期に侵入した火山—深成複合岩体の一部と考えることもできよう。

### 周辺地域との対比

南に隣接する5万分の1「赤名」図幅地域の白亜紀後期—古第三紀火成岩類は、古い方から、新造寺山流紋岩類、都賀花崗岩、作木火山岩類、口羽閃緑岩、阿須那花崗岩などに区分されている（吉田、1961）。吉田（1961）によって報告されている層序関係と貫入関係、乙原花崗岩と都賀花崗岩が連続する岩体（山陰中生代末火成活動研究グループ、1979）で、都賀花崗岩の黒雲母 K-Ar 年令が60及び65Ma（柴田・石原、1974；本報告）であること、阿須那花崗岩の黒雲母 K-Ar 年令が34.8Ma（河野・植田、1966；34Ma）あるいは38.7及び41.3Ma（柴田・石原、1974；37.8及び40.3Ma）であることなどを考慮すれば、作木火山岩類は高山層群に、阿須那花崗岩は石見花崗岩に対比される（第3表）。

また、本図幅地域と東中国の「根雨」「上石見」地域及び三朝・奥津・湯原地域と比較した場合、第3表に示されるような対比が可能である。恐らく、本図幅地域及び南隣「赤名」地域内の白亜紀後期—古第三紀火成岩類は、中国地方日本海側の東部から中部にかけて起った一連の火成活動によって形成さ

れたものであろう。しかしながら川内層群以後の火成活動は東部ではみられない。この活動は、むしろ、西部の田万川層群まで連なる一連のコールドロンを形成した、いわゆる田万川帯（村上，1974）の火成活動として、位置づけられる（村上・長谷，1967）。松田（1981）によれば、田万川帯の火山岩類のフィッシュントラック年令は、25-35Maの範囲に入るという。なお先山（1981，1982）は、笹田ほか（1979）の因美進入岩類を、花知仙進入岩類と因美進入岩類とに区分した。花知仙進入岩類の K-Ar 年令は81Maで広島花崗岩に対比され、一方、因美進入岩類の K-Ar 年令は51-65Maで花知仙進入岩類とは地質学的に区分できるという。高畑花崗岩のフィッシュントラック年令の値、80-82Ma（松田，1980，1981）は、この意味で重視されるべきものであることは間違いない。

また、各時期の火山岩類の噴出の後に必ず深成岩類の進入がみられるという模式図があてはまるものとすれば、白亜紀後期火山岩類—高畑花崗岩、桜江層群—古第三紀前期進入岩類、高山層群—古第三紀中期進入岩、川内層群—古第三紀後期進入岩類の火山—深成作用があったと考えることもできよう。この意味では、松田・小田（1982）の提唱した桜江層群は、重要な地質学的意義を持つものである。しかしながら、既に述べたように少なくとも本図幅地域内に限っていえば、桜江層群（小谷層）の存在についてはなお検討の余地があるように思われる。また、松田（1980，1982）は、桜江層群のフィッシュントラック年令として59-63Maの値を報告しているが、この時期は、桜江層群の分布する付近で、乙原花崗岩・赤名花崗閃緑岩が進入固結した時期であり、少なくとも、年令そのものについては、なお検討が必要ではないだろうか。桜江層群の存在は意義が大きいだけに、今後、より詳細な検討が望まれる。

## IV. 新 第 三 系

### IV. 1 概 説

山陰西部の新第三系は日本海沿岸部に広く分布し、島根半島を除いた島根県下の積成盆は、基盤に対して大きく内陸部に向けて湾入する湾入部と、基盤が岬状に隆起した部分、すなわち突出部とに分けられる（吉田，1953；三位・吉谷，1972；吉谷ほか，1976）。

本図幅地域の新第三系は、都野津層群水上層最下部を除けば中新統のみからなり、その分布も、三瓶山西側の大田地域と東側の波多地域、すなわち、大田湾入部と出雲湾入部の縁辺部に限定される（第44図）。

大田・出雲両湾入部の新第三系は、1950年代に、広島大学関係者によって集中的に研究された（今村ほか，1952；吉田，1953；今村，1953，1954；MUKAE，1954；岡本・多井，1957；今村ほか，1958；MUKAE，1958；岡本，1959）。今村ほか（1958）及び MUKAE（1958）はその成果をまとめ、両湾入部の中新統を下位から、波多亜層群、川合累層、久利累層、大森累層、布志名累層、松江累層に区分するとともに、波多亜層群から大森累層までを石見層群、布志名累層と松江累層を出雲層群として一括した（第4及び5表）。その後、大田、出雲両湾入部及びその周辺地域の広域調査を実施した通商産業省（1967，1969，1970）は、中新統をほぼ同様に区分し、それぞれ、波多層、川合層、久利層、六



第44図 島根県下における新第三系積成盆の区分 吉谷ほか(1976)による 1:玄武岩類 2:大山系火山岩類 (MD:大山火山 DI:大根島 MK:枕木山 MS:三瓶火山 MO:大江高山火山 MA:青野山火山) 3:松江層 4:新第三系 (HB:浜田湾入部 OB:大田湾入部 TP:田嶋湾入部 IB:出雲湾入部 SP:穴道突出部 MB:松江湾入部 IP:揖屋突出部 AB:荒島湾入部 YP:安来突出部)

第4表 出雲市南方及び周辺部の中新統層序の変遷

文献時代	TOMITA and SAKAI (1937)	今村ほか (1952)	吉田 (1953)	今村(1954) MUKAE (1954)	岡本・多井 (1957)	MUKAE (1958)	通産省 (1970)	沢田 (1978)
中新世	松江統					出雲層群	松江累層	松江層
	布志名統	布志名層	布志名層	布志名累層	出雲層群	布志名累層	布志名層	
		來待層	來待層	來待累層	來待累層			
	大森統	複輝石安山岩 大森層	大森層群 (須佐火山岩類)	大森累層	大森累層	大森累層	大森累層	大森層
新世	玄武岩			玉造層群	玉造層群	石見層群	久利累層	久利層
	玉造統	上部玉造層	東須佐層群	玉造層群	下部玉造層群	川合累層	川合層	石見層群
前期								
			波多火山岩類	波多層群	波多層群 (鍋山層群を含む)	鍋山層群 高窪層 根波層	波多重層群	鍋山累層
					波多火山岩類		波多重層群	波多重層群
							波多重層群	波多重層群
								穴見累層
								入間累層

第5表 大田市周辺の中新統層序の変遷

文献時代		今村ほか (1952)	吉田 (1953)	今村 (1953)	今村ほか (1958)	通産省 (1967)	多井 (1973)	竹ノ内ほか (1982)			
中新世	中期	大森層群 (大森火山岩類)	大森累層	出雲層群 大森累層	石見層群	大森累層	大森層	大森累層	石見層群	大森累層	
		川合層群	川合累層	川合層群 上部層 下部層		久利累層	久利層	久利累層	久利累層	久利累層	
	前期	君谷火山岩類	君谷層群	君谷層群		川合累層	川合層	川合累層	波多層	波多累層	波多火山岩類
		古第三紀					波多亜層群	↓ ?	↓ ?		

森層、布志名層、松江層と呼んだ。この層序区分は、岩相層序、生層序の広域的な対比に基づくもので、金属鉱物探鉱促進事業団（1970, 1971, 1972a, 1972b）、歌田・湊（1972）、三位・吉谷（1972）、多井（1973）、三浦（1973）、吉谷ほか（1976）、井上（1980）、島根県地質図編集委員会（1982）、坂本ほか（1982）によって踏襲されている。一方、沢田（1978a）は、出雲湾入部の石見層群を詳しく調査し、波多亜層群最上部鍋山累層（MUKAE, 1958；岡本, 1959）を大呂累層として独立させ、大呂累層から大森累層までを簸川亜層群、波多亜層群波多火山岩類（MUKAE, 1958, 岡本, 1959）を波多亜層群とした。大呂累層は、川合累層の砂岩、礫岩と互層、漸移することから、通商産業省（1970）によって川合層に含められていた部分を一部含み、大田湾入部の波多（累）層（通商産業省, 1967, 1969, 1970；多井, 1973）に対比されるという。沢田（1978a）によれば、波多亜層群は、入間累層と穴見累層からなり、各累層は幾つかの部層に区分される。大森累層以下の中新統層序区分に関する沢田（1978a）の提案は画期的なものであるが、出雲湾入部以外の地域との対比の問題が残されている。特に、大田湾入部では、川合（累）層の砂岩、礫岩とその直下の中新統火山岩類との関係が整合か不整合か意見が分かれている（例えば、通商産業省, 1967；多井, 1973；竹ノ内ほか, 1982）上、いわゆる波多層の層序区分も未解決である。更に最近、竹ノ内ほか（1982）によって、川合・久利両累層の模式ルートが本図幅地域内の大田側に設定され、久利累層と模式地が遠く離れた宍道突出部にある大森累層との関係や、模式ルートで設定された地層境界が広域的対比に有効かどうかなど、新たに検討すべき問題が起きている。

上記の層序学の問題は、今回の調査では解決できなかったので、本報告では、大田、出雲両湾入部及びその周辺地域で一般に用いられている標準的な層序区分に従って中新統を区分した（第6表）。ただし、布志名層、松江層は、本図幅地域内には分布していない。

波多層は、大田・波多両地域に分布する。波多地域では、成砕屑岩層、松笠火山岩層、寺谷安山岩層、柄栗石英安山岩層の4部層からなる。基盤とは不整合あるいは断層関係で接する。また大森層に直接覆われ、野田山複合岩体に貫かれる。野田山複合岩体のフィッシュントラック年令は $15.4 \pm 4.0 \text{ Ma}$ 、柄栗石英安山岩層の溶結凝灰岩のフィッシュントラック年令は、なお検討の余地があるが、一応、 $20-30 \text{ Ma}$ で、恐らく、 $22 \text{ Ma}$ 前後と考えられる。大田地域の波多層は、戸蔵川火山岩層<（新称）のみ>からなる。

第6表 三瓶山図幅地域における新第三系の地質総括表

時代	大田地域	波多地域	岩相	堆積盆 の変遷	火成活動	その他
中 期	久利層 (250m+)	大森層 (100m+)	安山岩・デイサイト 溶岩及び火砕岩	海 域 深 ←	野田山複合岩体(15.4±4.0Ma)	Foram. Sharp L <sub>2</sub> (14Ma)
	泥質岩、玄武岩・安山岩 溶岩及び火砕岩、デイ サイト溶岩ドーム及び 火砕岩		Vicarya cf. <i>japonica</i>			
新 前 世 期	川合層 (150-250m)	波 多 層	アルコース砂岩、シルト 岩、礫岩、酸性凝灰岩	野田山複合岩体(15.4±4.0Ma)	A D R	フィッシュン トラック年代 (20-28Ma?)
	戸蔵川火山岩層 (150m+)		玄武岩・安山岩溶岩及び 火砕岩、流紋岩・デイサ イト溶岩及び火砕岩			
	柄栗石英安山岩層 (450m)		デイサイト火砕岩・溶岩 安山岩溶岩・火砕岩			
	寺谷安山岩層 (0-100m)		安山岩溶岩・火砕岩			
	松笠火山岩層 (150m+)		安山岩溶岩・火砕岩 デイサイト・流紋岩火砕 岩及び溶岩			
成砕屑岩層 (150m)	泥質岩、砂岩、礫岩 酸性凝灰岩					

A:玄武岩・安山岩 D:デイサイト R:流紋岩 (100m)層厚 \* :溶結凝灰岩を主とする

波多層は、その大部分が陸上あるいは陸水域に噴出したと考えられる火山岩からなるが、その上位の川合層は砂岩、礫岩、更に上位の久利層は泥岩と安山岩、デイサイトなどの水中噴出物からなる。

川合、久利両層とも大田地域にのみ分布し、海生動物化石を多産する。川合層からは、*Vicarya cf. japonica* (YABE et HATAI) が発見され、また、久利層中には、有孔虫生層序の研究から、Foram. Sharp Line の存在が知られている(竹ノ内ほか, 1981, 1982)。Foram. Sharp Line は、放射年令で約14Maに相当するという(竹ノ内ほか, 1982)。大森層は、波多地域にのみ分布し、安山岩・デイサイト溶岩・火砕岩からなる。久利層を貫くひん岩—安山岩は、大田・出雲両湾入部及びその周辺地域で見られるように、恐らく、大森層の堆積期に活動したものであろう。

大田・波多両地域の波多層は、陸上あるいは陸水域に堆積したと考えられている。この時期に、大田・出雲両湾入部及びその周辺地域がそのような環境にあったことは、湖成堆積物・溶結凝灰岩・ピソライト・古土壤などの存在(通商産業省, 1967, 1969, 1970; 沢田, 1978a; 井上, 1982)から裏付けられる。しかしながら、江津市付近では、海生動物化石を産する砂岩タービダイトが、また、大田市大森町近くの試掘井では、砂岩、泥岩の薄層が数多く存在することが確認されており(通商産業省, 1967, 1969)、波多層の一部は海域に堆積したものであろう。

川合層の堆積期には海浸が始まり、砂岩、礫岩が堆積した。砂岩には浅海性の貝化石が認められる。久利層の堆積期には海も深くなり、黒色—灰色の泥質堆積物が堆積する一方、海底では、安山岩やデイサイトの火山活動が間欠的に起った。

沢田(1978a)によれば、出雲湾入部の堆積盆は、初期の火山—深成複合岩体の活動に伴う陥没によって発生した。このことが大田湾入部でも起ったかどうかは、波多層の下限が不明なため言及できな

い。大田・出雲両湾入部での堆積の中心は、波多層上部から大森層の堆積期にかけて、次第に北西あるいは北側へと移動したと考えられている（多井，1973；沢田，1978a）。

## IV. 2 波多層

波多層は、大田・波多両地域に分布するが、両地域で岩相が異なり、対比が困難なため、地域ごとに部層単位での層序区分を行い、記載する。

**地層名** 通商産業省（1967）による。多井（1973）の波多累層と同じ。今村ほか（1958）、MUKAE（1958）の波多亜層群、沢田（1978a）の波多亜層群及び大呂累層<sup>7)</sup>にほぼ相当するものと考えられる。

**模式地** 厳密には定められていないが、通念上、島根県飯石郡掛合町波多（旧波多村）と考えられている。

**分布及び層厚** 大田・波多両地域に分布する大田地域では550m以上、波多地域では850m以上。

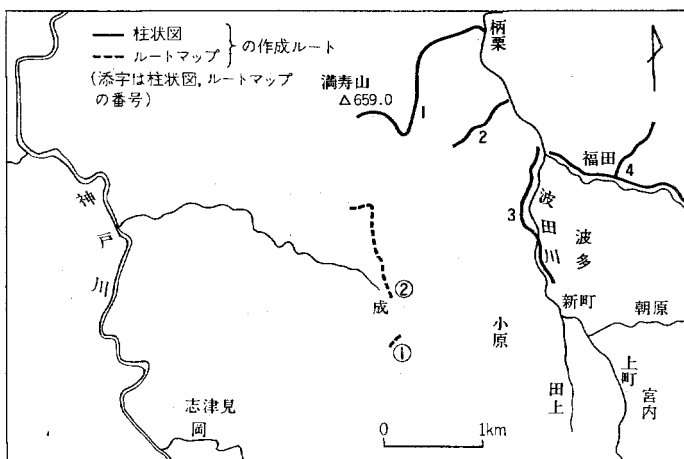
**層序関係** 大田地域では、川合層あるいは第四系都野津層群に覆われるが、下限は不明。波多地域では、基盤とは不整合で、川合層、久利層を欠いて大森層に直接覆われる。

**岩相** 大田地域の波多層は、戸蔵川火山岩層のみからなり、その大部分は、酸性岩火砕岩、溶岩からなる。一方、波多地域の波多層は、成屑砕岩層、松笠火山層、寺谷安山岩層、柄栗石英安山岩層に区分される。成屑砕岩層は、礫岩・砂岩・泥岩を、松笠火山層と守谷安山岩層は安山岩火砕岩・容岩を、柄栗石英安山岩層はデイサイト火砕岩・溶岩を主岩相とする。

### IV. 2. 1 成屑砕岩層

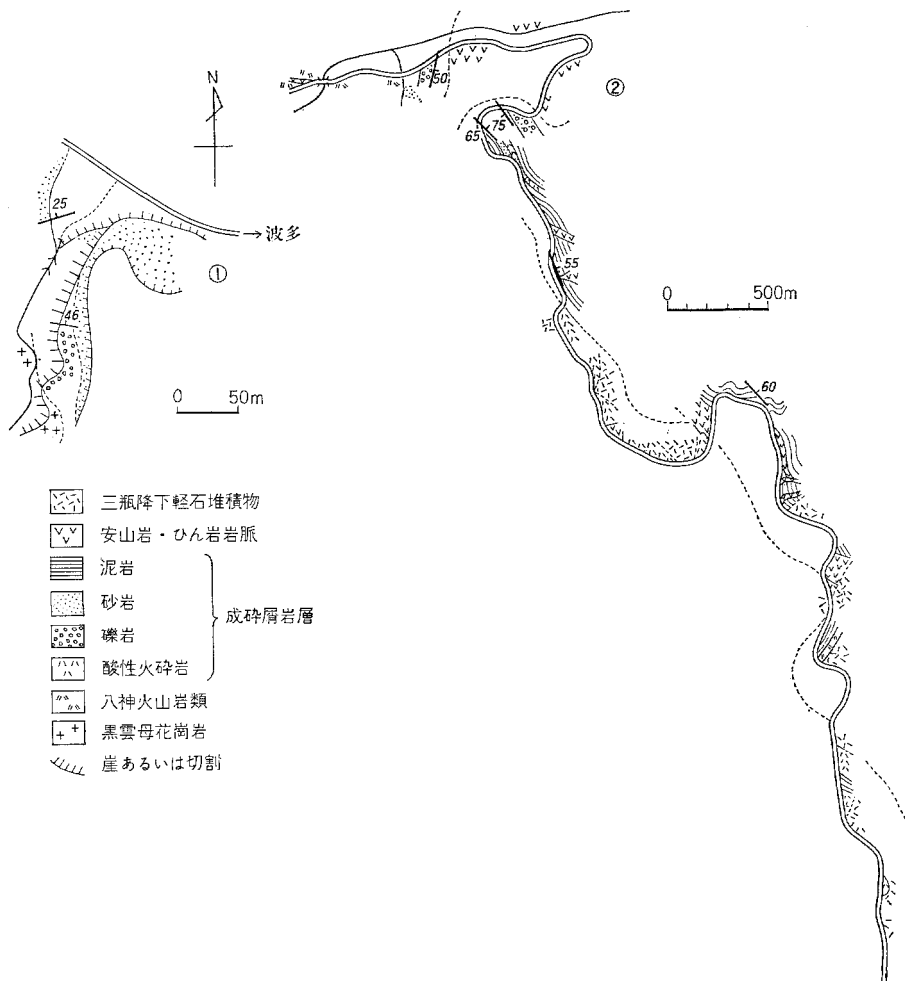
**地層名** 沢田（1978a）による。

**模式地** 島根県掛合町成の有料道路沿いの放牧地（現在は公園の一部になっている）。



第45図 成屑砕岩層のルートマップ及び柄栗石英安山岩層の柱状図作成ルート位置図

7) 大呂累層は、岩相上、大田地域の波多層（通商産業省，1967）、後述の戸蔵川火山岩層と類似する。この点から考えると戸蔵川火山岩層は、将来、大呂累層あるいは大呂累層を川合（累）層の一部を考えるならば、川合層に含められる可能性がある。



第46図 掛合町成付近の成砕屑岩層のルートマップ ルート位置は第45図に示す

**分布及び層厚** 波多地域成付近及び田上部落沿いの沢の上流に分布する。層厚は150m程度と推定される。

**層序関係** 一部で基盤に対してアバットする以外は断層により基盤と接する（沢田，1978a）。直接アバット関係のみられる露頭は確認できなかったが，三瓶山東口有料道路沿いの小沢で，アバットと思われる部分が見られる（第45図及び第46図①）。松笠火山岩層及び柄栗石英安山岩層に覆われる。

**岩相** 径数cm-数10cmの角礫—円礫からなる淘汰不良の基底礫岩，数cmの円礫—歪円礫を主とする礫岩と砂岩の互層，更にその上位に暗灰色泥岩が重なり，部分的に酸性凝灰岩層が見られる（第46図①及び②）。礫岩を構成する礫は，酸性の溶結凝灰岩，凝灰岩及び火山岩，花崗岩類，塩基性片岩，石英片岩などで，変成岩礫は三郡変成岩に由来すると考えられる。砂岩はアルコーズ—凝灰質で，礫質の部分もある。泥岩は，数cm-10数cmの単層からなる互層を形成し，スランピングが見られる。また，上部では安山岩凝灰岩を挟有する。これら主岩相の様相を第47図に示す。



第47図 成碎屑岩層の代表的岩相を示す写真 上：泥岩層 中：砂岩・礫岩互層 下：基底礫岩層（掛合町成付近）



#### IV. 2. 2 松笠火山岩層

**地層名** 沢田 (1978a) による.

**模式地** 島根県掛合町松笠から矢谷に至る道路切割.

**分布及び層厚** 掛合町波多付近に分布する. 層厚は150m以上.

**層序関係** 成砕屑岩層とは断層で接する部分が多いが, 成砕屑岩層上部に安山岩凝灰岩が挟有されることから漸移整合と考えられる. 基盤とは断層で接し, 野田山複合岩体の一部と思われる花崗閃緑ひん岩岩脈に貫かれる.

**岩相** 輝石安山岩の溶岩, 火山角礫岩—凝灰角礫岩を主とし, 角礫状を呈する流紋岩溶岩及び同質凝灰岩, デイサイトの火砕岩を部分的に挟有する. 変質が著しく, 安山岩溶岩のなかには“プロピライト”と呼べるものもある. 以下に, 主岩相である安山岩の代表的標本について記載する.

**岩石記載** 輝石安山岩<R22436> 掛合町波多朝原付近の道路の切割

長径1-2mm (まれに4mm) またはそれ以下の斜長石, 0.2-0.5mmの大きさの普通輝石, 緑泥石に置換された斜方輝石と思われる仮像, ごくまれに0.2mm内外の大きさの自形—半自形石英, 鉄鉱の斑晶を含む. 石基には斜長石・単斜輝石・アパタイト・鉄鉱のほか, 2次的にできた石英・ぶどう石・緑泥石が認められる. また, わずかながら, 斜長石の斑晶の一部に緑れん石が2次的にできていることがある. 石基に斜方輝石があるかどうかは変質のため確認できていない.

#### IV. 2. 3 寺谷安山岩層

**地層名** 沢田 (1978a) による

**模式地** 島根県掛合町寺谷の道路切割

**分布及び層厚** 朝原及び福田の東方の地域に分布する. 層厚は0-100m.

**層序関係** 松笠火山岩層を直接覆う. 本図幅地域内では, 両者の関係は不明だが, 沢田 (1978a) によれば不整合.

**岩相** 安山岩凝灰角礫岩—火山角礫岩を主とし, 安山岩の溶岩, 火山円礫岩及び凝灰岩, 凝灰質泥岩などを挟有する. 火砕岩にはしばしば軟泥礫が含まれている. 凝灰角礫岩—火山角礫岩は, 安山岩・同質火砕岩・酸性凝灰岩・砕屑岩の岩片を含む. 代表的安山岩溶岩の標本の鏡下での性状は次のとおり.

**岩石記載** 斑伏輝石安山岩<R22435> 掛合町福田東方の道路沿いの露頭

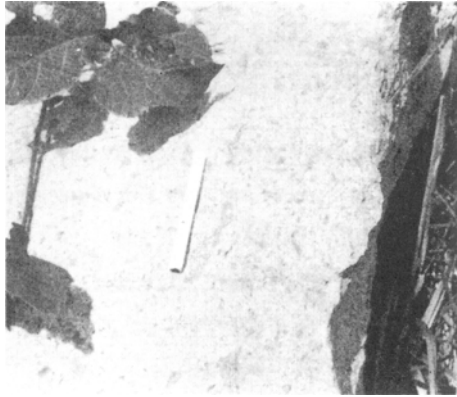
最大径3mm以下の, 普通輝石及び緑泥石あるいは緑色粘土鉱物に置換された斜方輝石と思われる仮像, 長径5mm以下の斜長石のほか, 鉄鉱の斑晶を含む. 石基は微細な斜長石を主とし, 変質のため斜方輝石の有無は不明だが, 単斜輝石・鉄鉱が認められる. 斜長石斑晶には普通輝石を包育するものがある. また, 斜長石斑晶には不規則な割れ目が発達し, その中に緑れん石が認められることもある.

#### IV. 2. 4 <sup>からくり</sup>柄栗石英安山岩層

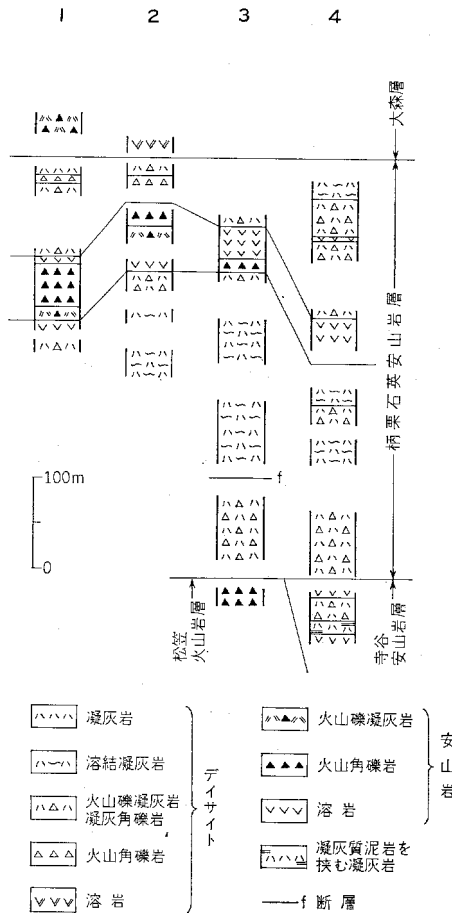
**地層名** 沢田 (1978a) による.

**模式地** 島根県掛合町柄栗西方の沢

**分布及び層厚** 掛合町柄栗をはじめとし, 波多地域一帯に分布する. 層厚は最大450m.



第48図 柄栗石英安山岩層のデイサイト溶結凝灰岩 (掛合町柄栗付近)



第49図 柄栗石英安山岩層の柱状図 柱状図作成ルート位置は第45図に示す

**層序関係** 基盤の八神火山岩類, 下位の成碎屑岩層, 松笠火山岩層を直接覆い, 寺谷安山岩層とは漸移整合. また, 大森層に不整合に覆われる.

**岩相** 溶結したデイサイト凝灰岩—火山礫凝灰岩 (第48図), 同質の火山礫凝灰岩—凝灰角礫岩を主とし, 輝石安山岩溶岩, 火山礫凝灰岩—火山角礫岩, 少量のデイサイト溶岩や酸性凝灰岩—凝灰角礫岩などを挟有する (第49図). デイサイト凝灰岩—凝灰角礫岩は, デイサイト・安山岩・凝灰岩の岩片と緑色の軽石片を含む. 安山岩溶岩・火砕岩は比較的連続性が良く, 第49図に表現されている厚い層は, 本地域の地質構造を知る上で一つの手掛りとなっている. 安山岩溶岩には水中自破砕状を呈する部分が認められる. 以下にデイサイト溶結凝灰岩の代表的標本 (フィッシュトラック年令測定用試料) の肉眼的, 顕微鏡的性状を記す.

**岩石記載** デイサイト溶結凝灰岩<R22434> 掛合町郷北方の道路沿いの露頭

淡緑色を呈し, 厚さ1-8mm, 長さ0.5-2cmの全体よりやや濃い緑色のレンズを有する. 最大1mm内外の斜長石, 石英の自形—半自形斑晶及びそれらの破片, 最大0.5mm以下の緑泥石に置換された角閃石と思われる仮像, 及び3-4mm大の安山岩, 石英安山岩の岩片を含む. 斜長石の一部は, 炭酸塩鉱物とセリサイトに置換されている. ガラスは灰褐色で溶結構造を示すが, 脱ガラス化して緑色—淡褐色の粘土鉱物・炭酸塩鉱物・緑れん石などに変わっている. ほかに鉄鉱・ジルコンを含む.

#### IV. 2. 5 戸蔵川<sup>こぞう</sup>火山岩層

**地層名** 新称. 本部層は, 通商産業省 (1967) によって波多層とされた地層の一部と考えられる.

**模式地** 島根県大田市市原、戸蔵川及び亀谷川流域（5万分の1図幅「温泉津」地域内）。

**分布及び層厚** 大田市市原付近を中心に分布する。本図幅地域内では、大田市神領、高松地及び小松地北西方の地域に分布する。層厚150m以上。金属鉱物探鉱促進事業団（1970, 1971, 1972a, 1972b）の精密調査によれば、本部層に相当すると思われる地層が、川合町から日本海沿岸部まで広く伏在している。

**層序関係** 石見花崗岩を不整合に覆う。本部層に含まれる外来礫からみて、古第三系・白亜系とは不整合関係にあると考えられる。また、川合層、都野津層群に覆われる。川合層と本部層との関係を直接観察できる場所は少なく、不整合か整合か判断が難しい。高松地付近では、川合層の砂岩・礫岩がアバットし、更に、久利層の泥岩が直接覆うと考えられる部分があること、川合層の礫岩中には、量はそれほど多くはないけれども、本部層の流紋岩、火砕岩と思われる礫が存在することなどから本部層が浸食を受けたことは確かであろう。また、本部層を構成する火砕岩は少なくともその一部は水底堆積物であるが、本部層に相当すると考えられる大田湾入り各地の波多層からは、ピソライトや古土壌などが部分的に存在することが知られている（通商産業省、1967；金属鉱物探鉱促進事業団、1971；井上、1980；竹ノ内ほか、1981）ことも浸食があったことを示唆している。一方、金属鉱物探鉱促進事業団（1970, 1971, 1972a, 1972b）の試錐調査結果をみると、大田市周辺に伏在する波多層・川合層・久利層の地層境界が大局的には調和的な上、一部江津市付近の波多層に海成層があるとされているので、波多層と川合層の間の不整合は局部的なものか、大局的には軽微なものと考えられる。

**岩相** 本部層は、流紋岩—デイサイト火砕岩、流理構造の発達した流紋岩溶岩を主とし、小松地北西方の地域では、最上部に玄武岩—安山岩火砕岩が見られる。玄武岩—安山岩火砕岩は、弱い層理面を示す火山礫凝灰岩—凝灰岩と、火山角礫岩などからなり、最大径5-10cmの軽石片を含むことがある。国道375号線沿いで層厚100m内外、西方に向かって薄化する。酸性火砕岩は、淡緑色あるいは赤緑色の凝灰岩—火山礫凝灰岩を主とし、淡緑色の軽石片をしばしば含む。下部では無層理の部分が多く一部に溶結部も見られるが、上部に向かうにつれ、数m単位で繰り返す含軽石凝灰岩—凝灰角礫岩の級化層へと移化する。級化層に含まれる岩片は、流紋岩あるいはデイサイトで、安山岩—泥質岩などの異質岩片が見られることもある。小松地北西方の地域では、これらの火砕岩の上に斜長石流紋岩溶岩が見られる。一方、神領付近では、酸性の細粒凝灰岩・軽石凝灰岩・火山礫凝灰岩の薄互層が見られる。少なくとも本部層上部の一部は、水底堆積物と考えられる。

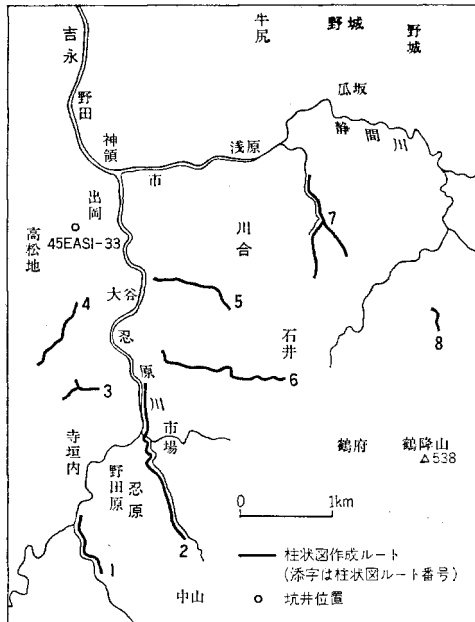
### IV. 3 川 合 層

**地層名** 今村ほか（1958）、MUKAE（1958）による。

**模式地** 島根県大田市市川合付近。竹ノ内ほか（1982）は、川合町忍原の忍原川分岐点付近の東側、国道375号線沿いの道路崖を模式ルートとして提案している。このルートは露出も良く、海生動物化石を産する。

**分布及び層厚** 大田市市川合町忍原川、静間川流域に分布する。層厚は150-250m。

**層序関係** 石井、浅原、瓜坂付近では基盤を直接覆い、神領、高松地、小松地北西方の地域では波多



第50図 川合層及び久利層の柱状図作成ルート位置図

的に、数10cm単位で成層した部分、斜層理やパイプ状生痕の認められる部分も存在する。本層の代表的岩相を第52図に示す。

**化石** 竹ノ内ほか (1981, 1982) によって、模式ルートの基底部に近い道路の崖から、*Vicarya cf. japonica* (YABE et HATAI), *Anadara daitokudoensis* MAKIYAMA, *Anadora* sp., *Dosiniya cf. suketoensis* OTSUKA, *Dosiniya* sp., *Solon?* sp., *Striarca* sp., *Cerithidea* sp., *Vicaryella* sp. などの海生貝化石が、また、同じルートの上部層準から、*Cyclammina* spp., *Textularia agglutinans* D'ORBIGNY, *Textularia notoensis* ASANO, *Textularia semialata* CUSHMAN, *Siphotextularia cf. miocenca* CUSHMAN & TODD, *Gaudryina imamurai* TAI, *Gaudryina ishikiensis* ASANO, *Gaudryina cf. oga* ASANO, *Gaudryina takunoensis* TAI, *Sigmoilina imamurai* TAI などの底生砂質有孔虫が報告されている。同じルートの下部層準の砂質シルト岩に炭化した植物化石を産するが、同定されていない。

#### IV. 4 久利層

**地層名** 今村ほか (1958), MUKAE (1958) による。

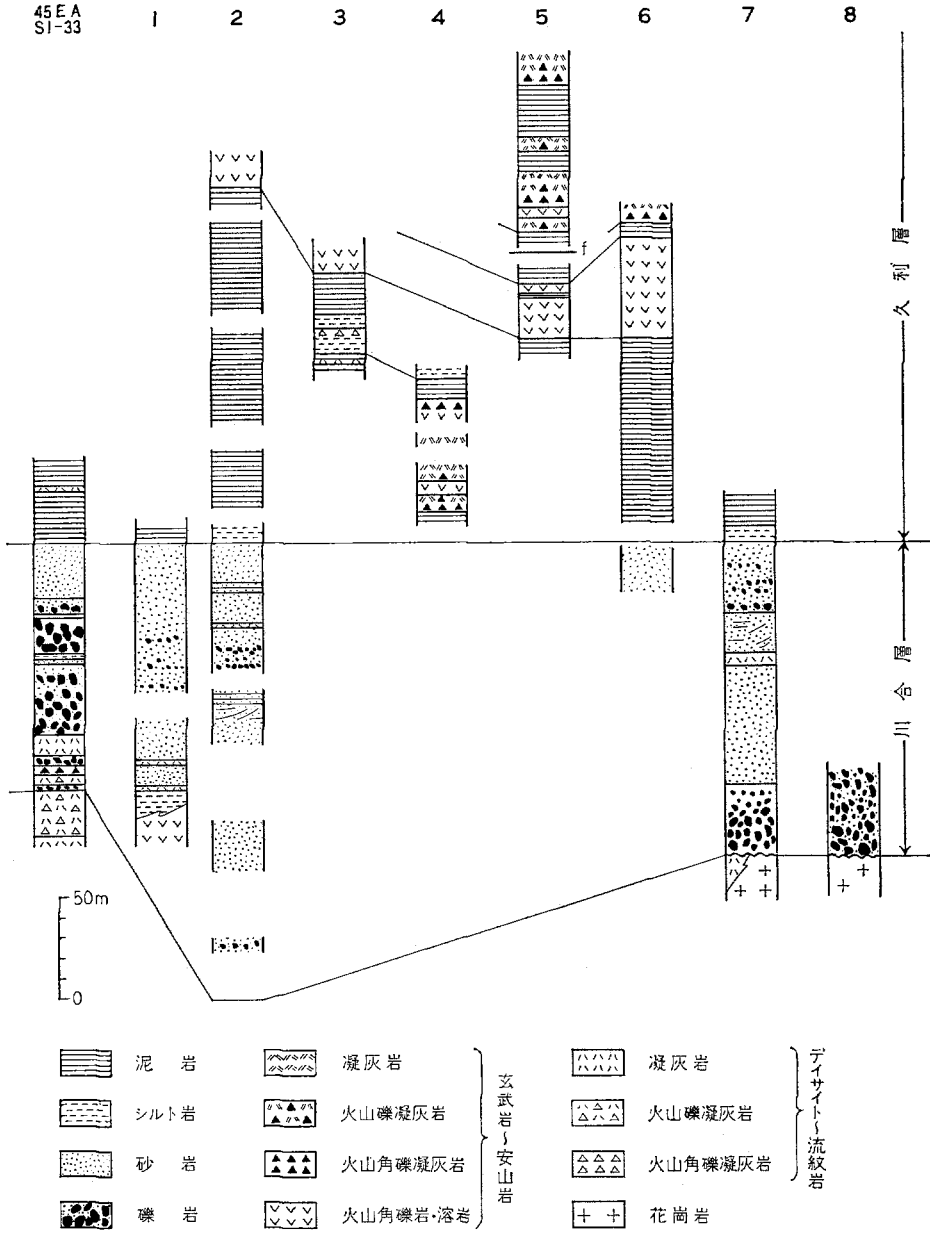
**模式地** 島根県大田市久利町久利付近。竹ノ内ほか (1982) は、大田市川合町忍原の市場付近の忍原川の小支流に入ったところから本流沿いに戻る川床または川の崖の連続露頭を模式ルートとして提案している。

**分布及び層厚** 川合町大谷を中心とする一帯に分布。層厚は250m以上。

層を、鶴府北方の地域では横原複合岩体を覆う。久利層及び都野津層群に覆われる。吉永付近では分布から判断して、基盤にアバットしているものと推定される。

**岩相** 砂岩・礫岩を主とし、暗灰色砂質シルト岩—シルト岩、酸性凝灰岩などを挟有する (第50図及び第51図)。石井・瓜坂・浅原・神領・高松地では基底に礫岩層が認められる。礫岩を構成する礫は、基底付近で数cm—1m、上部で数cm—数10cmの垂円礫—円礫。礫種は、細粒黒雲母花崗岩、酸性溶結凝灰岩及び凝灰角礫岩、安山岩及び同質凝灰角礫岩、流紋岩など。基質はアルコース質である。砂岩は中—粗粒でアルコース質のものが多いが、中—細粒で凝灰質な場合もある。礫を含むことが多く、しばしば数cm大の円礫の濃集部が50cm—1mごとに見られる。部分

45 E A  
SI-33

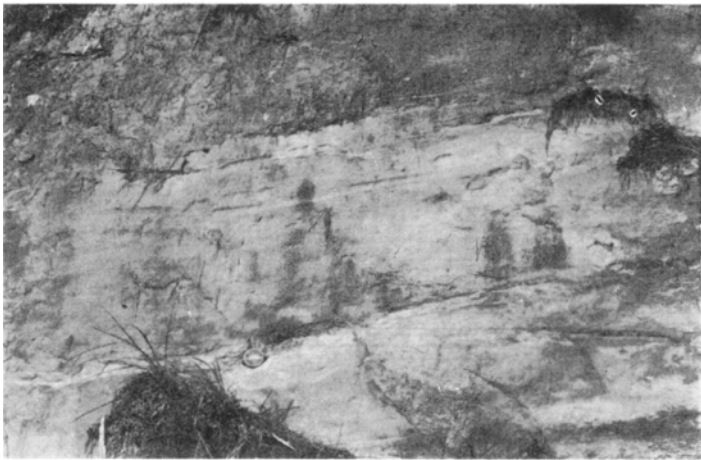
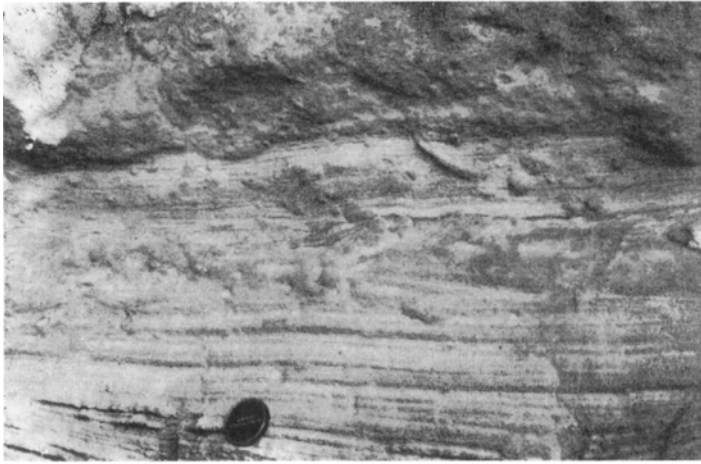


第51図 川合層及び久利層の柱状図 柱状図作成ルート位置は第50図に示す

**層序関係** 川合層を整合に覆い、都野津層群に覆われる。高松地付近では、波多層を直接覆うと判断される。

**岩相** 暗色の泥岩あるいはシルト岩を主とし、安山岩—玄武岩溶岩・火砕岩、デイサイト溶岩ドーム・火山角礫岩—凝灰角礫岩、酸性凝灰岩などからなる（第53図）。

安山岩—玄武岩溶岩・火砕岩は、水中噴出物で、2つの層準に認められる。下部のものは、大谷東方



第52図 川合層の代表的岩相を示す写真 上：斜層理を示す砂岩 中：弱い層理あるいは葉理を示す砂岩  
下：基底礫岩（上・中：大田市川合町浅原付近 下：浅原東南方）



第53図 久利層の安山岩—玄武岩溶岩の産状を示す写真 上：枕状熔岩 下：水中自破碎溶岩  
(大田市川合町大谷付近)

の林道とその入口付近にのみ分布する。上部のものは、大谷を中心とする一帯に広く分布し、泥岩とは指交関係にある。大谷付近では、貫入相としてドレライト・安山岩が認められる。下位の溶岩・火砕岩は玄武岩質で、上位のものは安山岩が多い。上・下部ともに溶岩は水中自破碎状あるいは枕状を呈し（第53図）、火砕岩は火山角礫岩—火山礫凝灰岩あるいは凝灰角礫岩—凝灰岩で級化層をなす。また、級化層の下底には浸食面、荷重痕などが見られる。すなわち、本層の火砕岩の多くは水中火砕流堆積物と考えられる。溶岩・火砕岩付近の泥岩は、同質の岩片をしばしば含み、安山岩（？）細粒凝灰岩と互層することもある。また、大谷東方の林道では、最上部にデイサイトの異質礫を含み、基質が凝灰質砂からなる火山角礫岩—凝灰角礫岩、砂質凝灰岩が認められる。

大谷南方の林道滑谷線終点の採石場跡にはデイサイトの溶岩ドームがある。この溶岩ドームは、縁辺



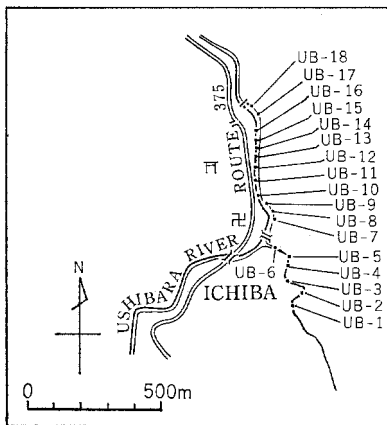
第54図 久利層のデイサイト溶岩ドーム縁辺部における火山角礫岩とそれに重なる泥岩  
(大田市川合町大谷南西方)

部に不規則な節理が発達し、同質の火山角礫岩に移化する。更に、火山角礫岩は泥岩に覆われる。泥岩は、同質の火山角礫岩を散点的に含むほか、ドームからもたらされた火山角礫岩や凝灰角礫岩、凝灰岩などを挟有する(第54図)。それらデイサイト火砕岩の薄層(数10cm-数m)は、林道沿いに下流でも確認できる。溶岩ドーム縁辺部の火山角礫岩は、産状からみて水中自破砕によってできたものと判断される。類似した溶岩ドームは、高松地付近にも分布している。

なお、竹ノ内ほか(1982)は上部の安山岩—玄武岩溶岩・火砕岩の基底を大森層と久利層の境としたが、これらの溶岩・火砕岩が泥岩と指交することから、その部分も久利層に含めた。

**岩石記載** 紫蘇輝石普通輝石安山岩<R19771> 川合町大谷道路沿いの露頭

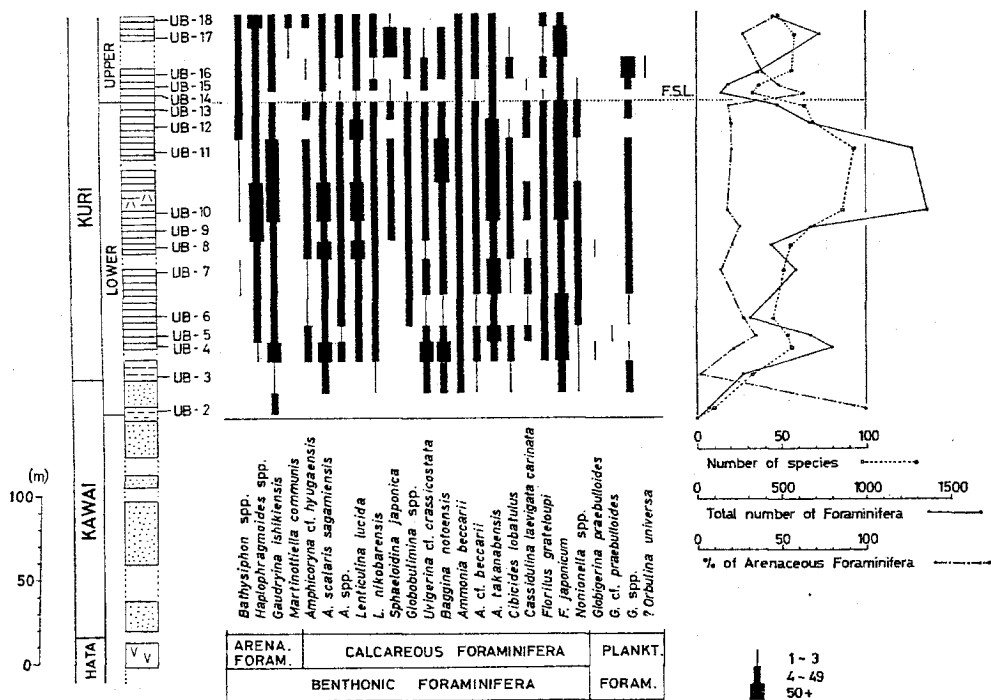
0.2-2mm大の普通輝石, 0.1-1mm大の紫蘇輝石, 長径0.1-1mmの斜長石の斑晶のほか, 孔隙を充填した炭酸塩鉱物・沸石・緑色粘土鉱物が認められる。石基は、拍子木状の斜長石を主とし、斜方輝石と思われる仮像、及び普通輝石が認められる。輝石は部分的に変質し、緑色粘土鉱物に置換されている。随伴鉱物として鉄鉱がある。



第55図 久利層模式ルート及び有孔虫試料採取位置図 竹ノ内ほか(1982)を一部修正

**化石** 模式ルートとされた忍原川沿いの露頭から、*Ma-coma optiva*? (YOKOYAMA), *Pitar*? sp., *Propeamusium* sp., *Striarca* sp., *Yoldia* sp., *Dentalium* sp., *Echinoidea* gen. et sp. indet., 魚鱗などの海生動物化石を産するほか、小型有孔虫を多産する(竹ノ内ほか, 1982)。小型有孔虫群集の解析の結果、本層中に、多井(1963)の提唱した Foram. Sharp Line が存在することが竹ノ内ほか(1982)によって明らかにされている(第55図及び第56図)。





第56図 久利層模式ルートにおける主要有孔虫の産出頻度及び産出全種数・全個体数・砂質殻有孔虫含有パーセントの層準変化 竹ノ内ほか(1982)を一部修正 UB-2は川合層所属 図中の F.S.L.は Foraminiferal Sharp Line の略

#### IV. 5 大森層

**地層名** TOMITA and SAKAI (1937) による.

**模式地** 島根県八束郡宍道町大森.

**分布及び層厚** 波多地域満寿山の尾根筋, 福田北方の尾根筋に分布する. 層厚は, 100m以上.

**層序関係** 波多層を不整合に覆う.

**岩相** 輝石安山岩溶岩, 安山岩凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩, 輝石角閃石デイサイト溶岩からなる. 安山岩・デイサイト溶岩を主とする. また, 直接露頭を確認できなかったが, 数cm大の円礫からなる礫岩の転石があることから, 一部に礫岩層を挟有すると考えられる.

#### IV. 6 貫入岩類

##### IV. 6. 1 野田山複合岩体

波多地域の南部, 野田山を中心に分布し, 石見花崗岩, 乙原花崗岩を貫く. 波多層とは断層で接していると考えられるが, 岩体周辺部で閃緑ひん岩・ひん岩の岩脈が波多層の松笠火山岩層や八神火山岩類を貫くことから, 松笠火山岩層堆積後, 断層形成前に貫入したと推定される. 新第三系の概説で述べた

ように、本岩体のフィッシュントラック年令 (15.4±4.0Ma) が柄栗石英安山岩層のフィッシュントラック年令 (20-28Ma) とほぼ同じか若干若いので、貫入時期は、柄栗石英安山岩層の堆積期かその直後に特定される可能性が高い。

本岩体には岩相変化が認められるが、主岩相は石英斑れい岩・石英閃緑岩で、斑れい岩を伴う。沢田 (1978b) によれば、斑れい岩—石英斑れい岩は、中粒で半自形粒状組織を示し、透輝石・普通輝石・サーライト・紫蘇輝石・普通角閃石・黒雲母・斜長石・石英・鉄鉱からなる。また、石英閃緑岩は、中 (—細) 粒で半自形粒状組織を示し、普通輝石・サーライト・斜方輝石 (紫蘇輝石—鉄紫蘇輝石)・普通角閃石・鉄ヘースティングサイト・黒雲母・斜長石・石英・鉄鉱からなる。

#### IV. 6. 2 その他の貫入岩類 (新第三紀岩脈類)

上記の貫入岩体のほかに、波多地域では、野田山複合岩体と一連の火成活動に伴うと考えられる閃緑ひん岩—ひん岩の岩脈、柄栗石英安山岩層を貫き、大森層に熱的影響を与えていることから大森層の堆積期に貫入したと考えられている角閃石普通輝石ひん岩の岩脈が認められる。一方、大田地域でも、川合層あるいは久利層を貫く輝石安山岩ないし玄武岩岩脈 (Pn) 及びデイサイトあるいは流紋岩岩脈 (Rn) が認められる。これらのうち、一部を除いて大部分は規模が小さいため、地質図には表現されていない。

大田市忍原の忍原川沿いには、久利層を貫く普通輝石ひん岩の大きな岩体が分布する。この岩体は、周縁部に輝石安山岩を伴う。また、周囲との関係が分からないために捕獲岩体か岩体の一岩相なのか判断できないが、一部に斑状トータル岩が認められる。この岩体も含め、川合層や久利層を貫く大田地域の安山岩—ひん岩は、大田、出雲両湾入部及びその周辺地域でも見られるように、恐らく、大森層の堆積期に活動したものであろう。

## V. 策 四 系

### V. 1 概 要

本図幅地域の第四系は都野津層群<sup>8)</sup>と三瓶火山噴出物が主要なものであり、他に図幅地域南西部にアルカリ玄武岩溶岩が狭少に分布し、河成段丘堆積物・崖錐堆積物及び沖積層が散在している。三瓶火山噴出物については、次のVI章において詳しく記述するので、ここではそれ以外の第四系について述べる。

### V. 2 都野津層群

都野津層群は島根県江川以西の島星累層 (今村, 1951) 及び江川以东の大屋層群 (今村ほか, 1952)

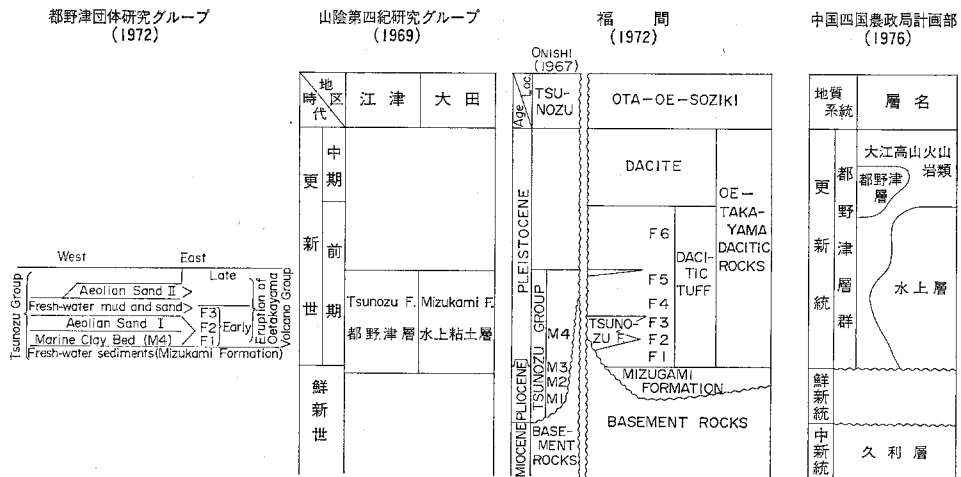
8) 本図幅地域には都野津層群のうち水上層と大江高山火山噴出物が分布するが、水上層の一部は鮮新世末期に属している。

を一括再定義して IMAMURA (1957) により Tsunozu Group<sup>9)</sup> と命名されたものであり、植物化石・貝化石を含む非海成の鮮新統と考えられた地層である。その後高橋 (1959) 及び高橋ほか (1961) は植物化石と淡水生貝化石を挙げて層序と構造を議論した。植物化石についてはそれより以前から MIKI (1950, 1952, 1956, 1957, 1958) によって記載されて来た。

1964年になって今村 (1964) は都野津累層に関する新事実として、下部に *Anadara* sp. など、カワガレイ、クロダイ近似の海生魚類化石の産出を報告して海成層の挟在を認め、大阪層群下部層にほぼ対比されるものとした。同時に彼は *Sregodon*, *Bison* を報告している。

ONISHI (1969) は都野津地域において都野津層群の海成粘土層を下位から M1, M2, M3, M4 と命名し、花粉化石によって、鮮新世と更新世の境界を M3 粘土層の上限に置いた。更に大江地域において大江高山火山の火山砕屑流堆積物及び降下堆積物中に挟まれる都野津層群の海成粘土層を M4 に相当するものとした<sup>10)</sup>。山陰第四紀研究グループ (1969) は都野津層群を更に東方に追跡し、大田市水上付近に分布する礫層と淡水成粘土層からなる地層を水上層と命名し、都野津層群は都野津層と水上層<sup>11)</sup> とからなるものとした。

大西・調枝 (1970) は都野津層群と大江高山火山の噴出物について研究を進め、その指交関係について ONISHI (1969) とほぼ同様の結論を述べるとともに、都野津層群の地形面と赤色土形成期について考察した。都野津層群研究グループ (1972) 及び福間 (1972) は、都野津層・大江高山火山噴出物・水上

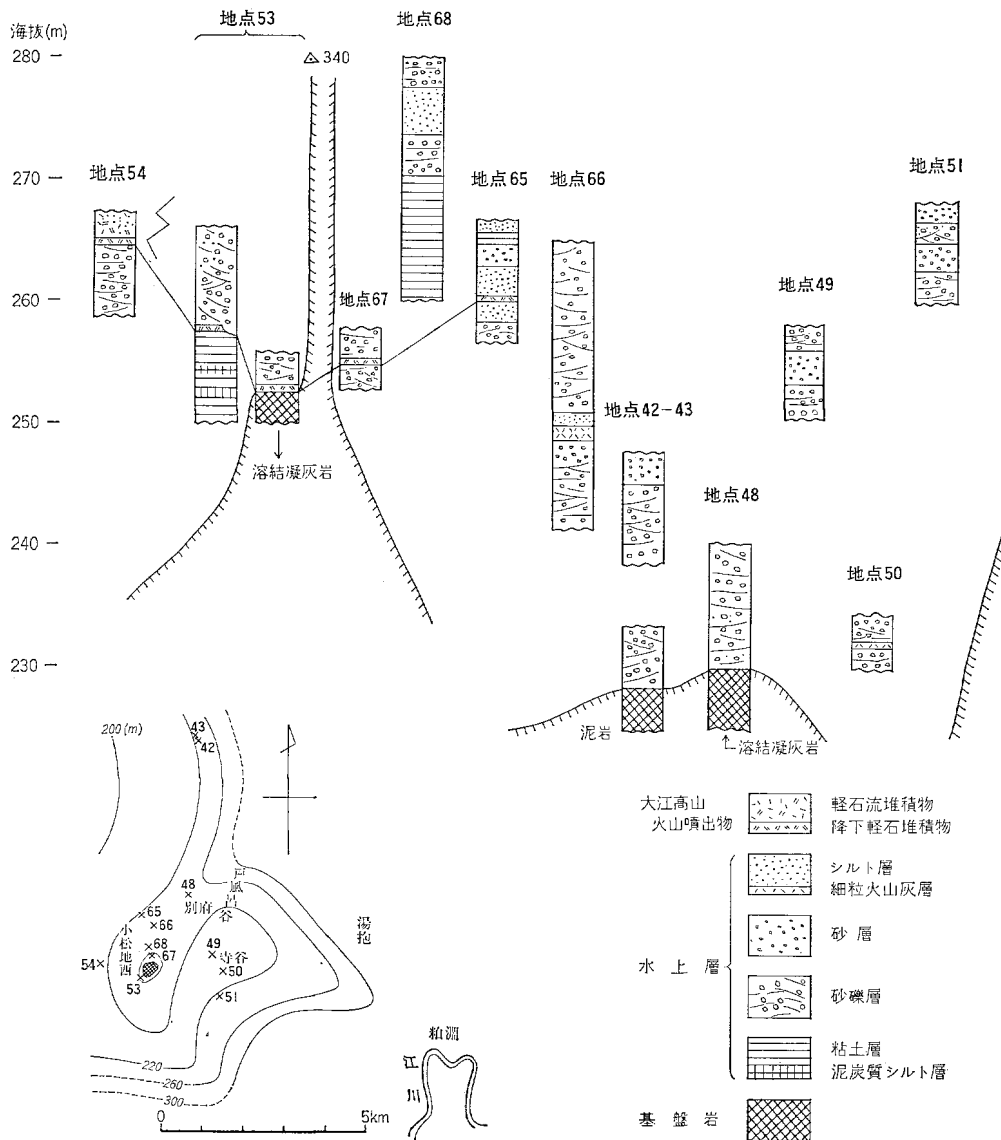


第57図 都野津層群の層序概念図

- 9) IMAMURA (1957) には TSUNOZU G. は IMAMURA and MUKAE (1956) によるものとして、層序表に挙げられているのみである。広島大学岡本和夫教授の教示によれば (私信), IMAMURA and MUKAE (1956) は、今村外治・迎三千壽 (1956) 鳥根県地質図基礎資料浜田図幅調査報告書 (未公表) を指すものとのことである。また、吉田ほか (1952) の大江層群も本層群を指すものらしい。
- 10) 大江地域の層序は、都野津層群研究グループ (1968, Ms) 大田市大家周辺の都野津層群, 都野津層群研究報告, 大阪層群総研連絡紙, vol. 3, p. 13-15. に基づくものである。その層序は下位から Gravel, sands, and non-marine clays with lignite bed (0/1), Ash flow deposit (F2 and F1), Marine clay (2/3), Ash flow deposit (F3), Sand and non-marine clay (3/4), Pyroclastic flow deposit (F4) とのことである (ONISHI, 1969)。
- 11) 山陰第四紀研究グループ (1969) はその層序表の中で、Mizukami f. 及び水上粘土層と表現している。また後出の福間 (1972) は Tunozu formation と Mizugami formation と記している。しかし、地名の読みは“みなかみ”である。本報告は最初のとおりの水上層の名称を使用するが、都野津層の名称と合わせて、将来再定義、再命名すること可望ましい。

層の間の関係について研究し、前者は主にM4の海生貝化石 *Macoma* sp., *Anadara* sp. 等の産出について報告したが、その層位的位置については、F2とF3の間にあるものとした。福岡（1972）は更に大江高山火山地域において古地磁気の手法を導入し、大江高山石英安山岩質凝灰岩を下位からF1-F6に区分し、F2とF3の間に海成粘土層を挟むものとした。そして大江高山火山の活動時期は松山逆転期に当たると結論したが、その後宇野（1979）は海成粘土層M4はF2とF3の間にあるものとした。

一方、都野津層群に挟在する粘土層は瓦粘土として利用されており、農業開発上の観点からと併せて、調枝（1970, 1971）・中国四国農政局計画部（1976）・永島ほか（1978）などにより主に粘土層を追



第58図 都野津層群の柱状図と基底面高度

跡した調査が行われ、本図幅地域にも関係した所が多い。中国四国農政局計画部（1976）は水上層の堆積盆地（古石見湖）を西隣「温泉津」図幅地域内の祖式を中心とする主湖盆と、本図幅地域内の別府を中心とする副湖盆に分け、前者にはC1-C4の4層の粘土層、後者にはC5及びC6の粘土層が礫層中に挟在するものとした。永島ほか（1978）は粘土層を1層と考えている。本図幅地域から離れるが、西隣「温泉津」図幅地域内にあって、本図幅地域との境界から西方約8kmの三子山周辺の風成珪砂鈹床（井上ほか、1977）は、経済上からも、都野津層群の堆積環境を示す上からも、重要な位置を占めている。

都野津層群における都野津層・水上層及び大江高山火山起源の火山碎屑物間の相互関係を示した各研究の層序概念図を示せば第57図のようなになる<sup>12)</sup>。

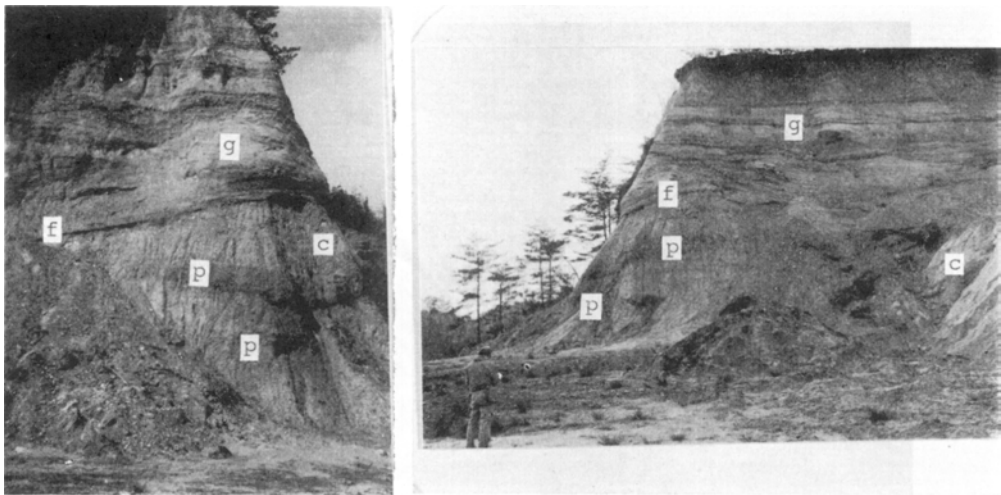
本図幅地域には、水上層と大江高山火山噴出物が分布する。

### V. 2. 1 水上層

本層は図幅地域北西部の小松地を中心とした海拔300m前後の丘陵地帯にほぼ水平に分布し、主に粘土層を挟む砂礫層からなる。

第58図の基底面高度線に示されるように、300m前後から北西方にかけて次第に高度を下げ、図幅地域西限では海拔200mとなり、更に海岸に近い温泉津付近では海拔約100mとなる。寺谷付近では基底面高度が220m以下となる地域があり、これが中国四国農政局計画部（1976）の水上層堆積盆地の副湖盆である。西方の大江高山火山起源の火山噴出物と指交し、この関係は小松地西から田平谷・中の谷にかけて降下火砕堆積物が本層中に挟在することによって認められる。

砂礫層は分布地域東側から南側の縁辺部で優勢で、直接基盤の溶結凝灰岩や泥岩を覆う。礫層を主と



第59図 小貝谷における水上層と降下軽石堆積物 g: 砂礫層 f: 降下軽石堆積物 c: 粘土層 p: 泥炭質シルト層  
(邑智町中の谷, 地点53)

12) 最近、岡本（1982）は M4 粘土層から多産する代表的な貝化石として、*Anadara* sp., *Muoculista senhousia* (BENSON), *Macoma incongrua* (MARTENS), *Trapezium* sp., *Corbicula* sp., *Rudifapes phillipinarum* (ADAMS and REEVE) を、都野津層群からの淡水貝類として *Viviparus* sp., *Hyriosis* sp., *Lanceolaria* sp., *Anodonta* cf. *japonica* CLESSIN を挙げた。

し、砂層やシルト層を挟む。斜層理が認められることが多い。礫層の礫は直径、10-15cmに及ぶ安山岩を主とする。安山岩礫は風化して“くさり礫”となっていることが多い。そのほかにまれに黒色片岩礫の認められることがある。

粘土層は小松地の340m三角点を構成する基盤岩の周辺に認められる。粘土層が1層若しくは2層で広域に連続すると云う証拠は見いだされなかった。小貝谷（地点53）<sup>13)</sup>では下位から、暗青灰色粘土層7.6m+、降下軽石堆積物0.5m、斜層理に富む層厚8m+の砂礫層と累重する（第59図）。粘土層は多少粗く、2層の泥炭質シルト層を挟む。上位の泥炭質シルト層は部分的に木材を集積し流木層となっている。降下軽石堆積物はこの土取場入口で直接基盤の溶結凝灰岩を覆っている。永島ほか（1978）はこの直下の粘土層が赤色を示すと記載しているが判然としない。砂礫層は下位の降下軽石堆積物と粘土層を不整合に覆っている。地点53より北東約600mの地点68においては海拔260-270mにかけて層厚10m+の粘土層が認められる（第60図）。この粘土層は前述地点58のものよりも高所に分布し、より堅硬であり、上半部は縞状を示し、降下軽石堆積物より上位にあることにより、上位の層準のものと考えられる。この両者の間には340m三角点の障壁が存在している。

第58図に示されるように、粘土層は必ずしも堆積盆の中心部にはなく、中心部は砂礫層からなっている。砂礫層は礫の大きさ、斜層理に富むことなどから大規模な扇状地堆積物であると考えられる。すなわち、都野津層群堆積の初期に砂礫層が旧地形の凹所を埋積し、その後地形が幾分平坦化し、粘土層と砂礫層が堆積した。都野津層群の変位について、山陰第四紀研究グループ（1969）は、内陸の大家付近で海拔250m前後の堆積面高度を示すのに反し、海岸の江津市においては海拔95mを示すことに注目している。

小貝谷（地点53）における2層の泥炭質シルト層の花粉分析の結果は第7表<sup>14)</sup>のとおりである試料



第60図 水上層の縞状粘土層（邑智町小松地西，地点68）

13) 永島ほか（1978）の地点30.

14) バリノ・サーヴェイ株式会社 徳永重元博士による。

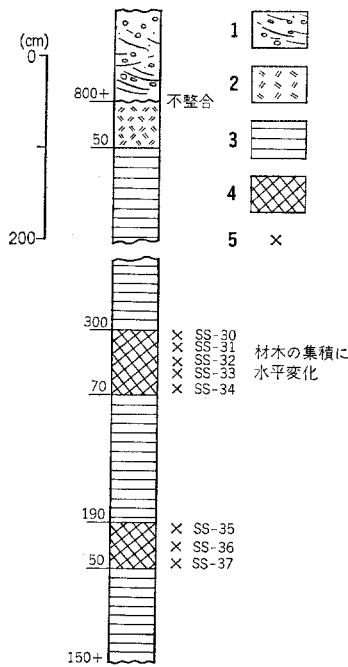
第7表 小貝谷(地点53)における水上層の泥炭質シルト層の花粉分析表(%)

	SS-30	SS-31	SS-32	SS-33	SS-34	SS-35	SS-36	SS-37
Ap-1								
<i>Abies</i>	0.4		0.4	0.8		1.6		0.4
<i>Tsuga sieboldii</i>		0.4	0.4	0.4	2.0			0.4
<i>Picea</i>	0.4	4.8	0.4			0.4		0.4
<i>Pinus</i> (Unknown)	4.4	3.6	4.8	4.4	2.0	0.8	2.0	4.0
<i>Sciadopitys</i>				0.4		0.4	0.4	0.4
cf. <i>Metasequoia</i>	2.8	8.4	20.4	2.8	10.8	6.0	14.0	19.6
cf. <i>Sequoia</i>				0.4	0.4			
Taxodiaceae	0.4	2.8	4.4	6.4	9.2	2.0	3.8	2.0
Ap-2								
<i>Juglans</i>				0.4				
<i>Pterocarya</i>	2.0	4.4	3.2		1.6	0.4	0.8	0.4
<i>Salix</i>		0.4					0.8	
<i>Alnus</i>	0.8	0.8		0.4	0.4	0.8		
<i>Carpinus</i>	4.0	4.0	1.6	3.6	1.6	2.0	1.2	5.6
<i>Corylus</i>	0.8		0.8		1.2			1.2
<i>Castanea</i>	4.4	9.2	6.4	9.2	7.2	59.2	56.0	30.0
<i>Castanopsis</i>					0.4			0.4
<i>Fagus</i>	24.4	20.0	19.6	33.6	38.8	6.0	4.0	5.2
<i>Lepidobalanus</i>	22.0	14.0	14.4	7.6	6.4	6.0	5.6	13.2
<i>Cyclobalanopsis</i>	0.4	2.0	2.4	0.4	1.2			0.4
<i>Celtis-Aphananthe</i>	0.4	0.4		0.4	0.4			0.4
<i>Ulmus</i>	10.8	8.8	2.0	3.6	3.2	2.4	1.2	2.8
<i>Zelkova</i>	3.2	3.6	2.4	3.6	2.4	2.4	0.8	2.4
<i>Liquidambar</i>	0.4							
<i>Acer</i>	1.2	1.6	1.2	1.6	1.2	0.8		
<i>Ilex</i>	4.8	0.8	0.4				0.4	
<i>Buxus</i>								0.4
<i>Tilia</i>	0.8	1.2	1.2	4.0	1.6	0.4	1.6	2.0
<i>Elaeagnus</i>	0.4							
Araliaceae				0.8	0.4			
Ericaceae				0.4				
<i>Styrax</i>		0.8	0.4					
<i>Symplocos</i>	2.4	2.0				0.8		
<i>Fraxinus</i>			0.4	0.8	1.2			
<i>Ligustrum</i>		0.4			0.4			
cf. <i>Viburnum</i>				0.4	0.4			0.4
NAP								
<i>Persicaria</i>		2.0	8.4	2.4		0.8		
<i>Nuphar</i>	0.8							
<i>Ludwigia</i>	0.4	0.4						
<i>Artemisia</i>	0.4	1.6	0.4	1.6	1.6		0.8	1.6
Carduoideae						0.4		0.4
Cichorioideae			0.4					
Gramineae	1.2	0.8		1.2	1.2	0.4	0.4	1.2
Cyperaceae		1.2	0.4				0.8	0.4
<i>Calystegia</i>						0.4		
FP								
Tricolpate pollen	0.4	0.4	0.8	0.4		0.4		0.4
Tricolporate pollen	2.8	2.0	0.4	2.4	0.8	1.2	1.2	0.4

第7表 (前ページから続く)

	SS-30	SS-31	SS-32	SS-33	SS-34	SS-35	SS-36	SS-37
FS								
Monolete spore	2.4	1.2	2.0	5.2	2.0	3.6	4.4	2.4
Trilete spore				0.4		0.4		1.2
$\Sigma$ AP-1	8.4	16.0	30.8	15.6	24.4	11.2	20.0	27.2
$\Sigma$ AP-2	83.2	74.4	56.4	70.8	70.0	81.2	72.4	64.8
$\Sigma$ NAP	2.8	6.0	9.6	5.2	2.8	2.0	2.0	3.6
$\Sigma$ FP	3.2	2.4	1.2	2.8	0.8	1.6	1.2	0.8
$\Sigma$ FS	2.4	1.2	2.0	5.6	2.0	4.0	4.4	3.6
$\Sigma$ Pollen & Spores (N)	250	250	250	250	250	250	250	250

分析：パリノ・サーヴェイ株式会社，徳永重元



第61図 小貝谷における水上層の花粉分析試料採取地点の柱状図 1：斜層理のある砂礫層 2：降下軽石堆積物（模式的に示す） 3：暗青灰色粘土層 4：泥炭質シルト層 5：花粉分析試料番号及び採取位置（邑智町小貝谷，地点53）

#### SS-34

SS-33とほとんど同じであるが，cf. *Metasequoia* が若干増加する。

#### SS-35

*Castanea* が顕著に優先し，cf. *Metasequoia*, *Fagus*, *Lepidobalanus*, *Taxodiaceae*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Zelkova*などを伴う。

#### SS-36

採取位置を表わす柱状図を第61図に示す。

各試料の特徴は以下のとおりである。

#### SS-30

*Fagus*, *Lepidobalanus* が優先し，*Ulmus*, *Pinus*, *Castanea*, cf. *Metasequois*, *Carpinus*, *Zelkova*, *Ilex*, *Symplocos*, *Pterocarya*などを伴う。水生植物の *Nuphar* や第三紀にみられる *Liquidambar* がわずかに検出された。

#### SS-31

SS-30とほとんど同じであるが *Liquidambar* と *Nuphar* は見られない。

#### SS-32

cf. *Metasequoia* が多くなり，cf. *Metasequoia*, *Fagus*, *Lepidobalanus* が優先する。そして *Castanea*, *Persicaria*, *Pinus*, *Pterocarya*, *Taxodiaceae*, *Cyclobalanopsis*, *Ulmus*, *Zelkova*などを伴う。

#### SS-33

*Fagus* が優先し，*Castanea*, *Lepidobalanus*, *Taxodiaceae*, cf. *Metasequoia*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Zelkova*, *Tilia*などを伴う。



SS-35とほとんど同じである。

#### SS-37

*Castanea* が優先するものの、SS-35・36ほどでない。cf. *Metasequoia* と *Lepidobalanus* もかなり多く、*Fagus*, *Carpinus*, *Pinus*, *Ulmus*, *Zelkova*, *Taxodiaceae*などを伴う。SS-35~37は *Castanea* の著増により特徴づけられる。

以上の結果を総合すれば、SS-30~32は *Fagus*, *Lepidobalanus* + *Cyclobalanopsis* (*Quercus*を含む) の著しい優勢、*Ulmus*, *Zelkova* のやや増、SS-35~37は *Castanea* の顕著な多産によって特徴づけられ、両者はかなり異っているものの広葉樹花粉が多いという点において共通点がみられる。

ONISHI (1967) は島根県下海岸地域、江津-黒松-温泉津方面で都野津層群の粘土層4層(下位から上位へM1, …M4)を花粉分析し、以下の特徴を認め、M1-M3を鮮新世、M4を更新世のものとした。

M4 : *Fagus*, *Quercus*, *Taxodiaceae* (*Metasequois*を含む) 顕著, *Ulmus*, *Zelkova* 有。

M3 : *Quercus*, *Taxodiaceae* 優勢, *Pinus*, *Picea*, *Fagus*, *Liquidambar* 有。

M2 : 非樹木10%以下, *Quercus* 優勢, *Pinus*, *Picea*, *Taxodiaceae*, *Carpinus* *Fagus* 普通。

M1 : *Alnus* 優勢, *Persicaria*, *Gramineae* 高含有, *Liquidambar*, *Ilex* 有。

SS-30~32は多少の差異があるが、大局的にはM4に一致するかに見られる。SS-34以下はM3とM4の間の分析していない層準に相当するのではないと思われる。ONISHI (1969) の分析では、*Castanea* の著増は見られず、また今回の分析では *Alnus* の著増は見られなかった。水上層の時代は鮮新世末から更新世にかかるものと考えられる。

### V. 2. 2 大江高山火山噴出物

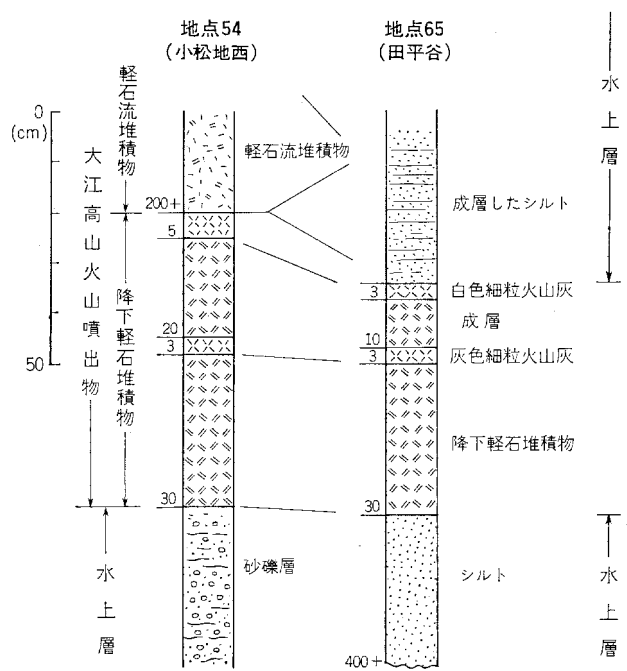
本噴出物は福間 (1972) の大江高山石英安山岩類、中国四国農政局計画部 (1976) の大江高山火山岩類に相当する。福間 (1972) はこれを下位のF1からF6まで6サイクルの石英安山岩質凝灰岩と、それらを覆う石英安山岩とに区分したが、宇野 (1979) は更にF7を設定した。本図幅地域においては西限の小松地西(地点54)に水上層の砂礫層を覆う降下軽石堆積物と軽石流堆積物とが認められ、降下軽石堆積物は水上層の項において述べた様に、約1.5km東方まで確認される。しかし、福間 (1972) のF1からF6までのサイクルのどれに属するものであるかは明らかでない。

大江高山火山噴出物の降下軽石堆積物及び軽石流堆積物の形状、それと水上層との関係を示す柱状図は第62図のとおりである。

**降下軽石堆積物**は50-60cmの層厚を示す。主部は約30cmの幾分成層した最大直径約2cmの軽石からなる降下軽石堆積物であり、その上位に灰色細粒火山灰の薄層、成層した降下軽石堆積物、白色細粒火山灰の薄層と累重する。火山灰の薄層は断続したり、途切れることがある(第63図)。軽石は所によっては粘土化によってつぶれ、全体が薄くなることがある。軽石は肉眼で黒雲母が認められ、鏡下では斜長石・角閃石・石英・黒雲母・鉄鉱が認められる。

本堆積物は第58図に示されるように、東方約1.5kmの小松地(地点67)及び田平谷(地点65)まで

認められる。本堆積物の上下の水上層の岩相は変化に富んでいる。下盤として粘土層・砂礫層・シルト層，上盤も砂礫層・シルト層と多彩であり，旧地形の凹地を埋積した後の水上層堆積環境が変化に富んでいることを示している。



第62図 大江高山火山噴出物の火砕堆積物の柱状図



第63図 大江高山火山噴出物の降下軽石堆積物 (邑智町田平谷, 地点65)

**軽石流堆積物**は本図幅地域内においては小松地西の地点54においてのみ認められ、層厚2m+を示す。それより東方にある水上層の砂礫層やシルト層・粘土層などと指交関係にあると考えられる。

小松地西における本堆積物は第58図に示されるように砂礫層と降下軽石堆積物を覆っており、その層厚は2m+である。全体に黄褐色を示し、大部分が火山灰からなり、軽石はまれに径1cm以下のものが存在する。鏡下では斜長石・石英・変質した黒雲母が認められる。

### V. 3 アルカリかんらん石玄武岩

本岩は、本図幅地域南西部の邑智町築瀬南の尾根、河木谷北の支流などで小規模に高山層群や乙原花崗岩を貫いているのが観察される。築瀬南の尾根では柱状節理が生じている。

本岩は、山陰中生代末火成活動研究グループ（1979）によって、段丘堆積物を覆って分布する溶岩及び小規模な岩脈として産するアルカリ玄武岩と報告された。松田・小田（1982）も丘陵上に分布するアルカリ玄武岩溶岩を報告している。鷹村（1969）は南隣「赤名」地域の女亀山の玄武岩類が段丘堆積物を覆い、三瓶火山の火山灰層に覆われると報告しているため、本岩もこれに相当すると考える。

**岩石記載** アルカリかんらん石玄武岩<R20105> 邑智町築瀬南方

暗灰色緻密な岩石で、1-5mmのレンズ型の空洞が平行に配列する。まれに琥珀色のガラス質包有物を含む。

鏡下の特徴

斑晶：かんらん石

径0.2-0.5mmで自形を示し反応縁はない。

石基：斜長石・単斜輝石・磁鉄鉱・チタン鉄鉱・かんらん石・アパタイト・アルカリ長石  
間粒状組織を示す。

斜長石は0.2-0.3mmの短冊形で、そのほかの結晶は0.1mm以下である。アルカリ長石は斜長石の間を埋めている。そのほか、空隙には炭酸塩鉱物が埋めている。単斜輝石の反応縁を有する石英の捕獲結晶も認められる。

本岩中には、集斑状結晶を含み、また火砕岩の岩片が捕獲されてガラス化しているのが認められる。集斑状結晶は直径2mm以下の楕円状をなし、内部はアルカリ長石・単斜輝石・フログパイト・エジリン輝石からなる。火砕岩の岩片に由来するガラスは長径10mm位のレンズ状をなすことが多く、内部に石英や斜長石が含まれることがある。ガラスレンズと玄武岩の石基の間に単斜輝石の反応縁が生じている。

鉱物の化学組成<sup>15)</sup>

本岩の構成鉱物の化学組成を第8表に示す。

かんらん石斑晶中心の組成はFo83で縁辺部はFo73であり、同微斑晶はFo73-75である。石基かんらん石のそれはFo71を示している。単斜輝石はサーラ輝石であるが、Na<sub>2</sub>Oを0.5-0.9%含んでおり、Al<sup>IV</sup>の値も高く、アルカリ岩系列の特徴を示している。石基斜長石はAn52-59で曹灰長石である。鉄鉱はチタン磁鉄鉱とチタン鉄鉱であるが、いずれも離溶している。

15) EPMA（日本電子製 JXA-5A 型、取り出し角 40°）による測定条件は加速電圧 15kV、試料電流はペリクレス上で 0.02-0.03 μA、ビーム径 1-3 μm である。補正計算は BENCE and ALBEE (1968) の方法で行い、NAKAMURA and KUSHIRO (1970) の γ 値を用い、1 回 10 秒の測定を 3 回繰り返した。

第8表 アルカリかんらん石玄武岩の鉱物の化学組成

	かんらん石			単斜輝石	斜長石	アルカリ長石	
	斑晶中心部	同縁辺部	微斑晶	石 基			
SiO <sub>2</sub>	39.43	38.28	38.07	37.52	50.40	55.37	65.77
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.07	0.06	2.26	0.08	0.17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	0.07	0.03	0.02	3.72	28.08	19.33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> **						0.67	0.46
FeO*	15.47	23.66	23.46	25.70	7.22		
MnO	0.24	0.44	0.48	0.59	0.17	0.00	0.01
MgO	43.94	36.94	37.12	35.38	13.55	0.04	0.01
CaO	0.19	0.22	0.24	0.25	21.51	10.20	1.21
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.02	0.02	0.00	0.64	4.95	5.48
K <sub>2</sub> O	0.00	0.02	0.01	0.01	0.08	0.45	7.77
Total	99.34	99.65	99.50	99.53	99.55	99.84	100.21

	0=4			0=6	0=8		
Si	1.000	1.007	1.003	1.000	1.880	2.498	2.955
Al <sup>IV</sup>					0.120		
	1.000	1.007	1.003	1.000	2.000		
Al	0.001	0.002	0.001	0.001	*** 0.043	1.493	1.024
Ti	0.000	0.000	0.001	0.001	0.064	0.003	0.006
Fe <sup>3+</sup> **						0.023	0.015
						4.017	4.000
Fe <sup>2+</sup> **	0.328	0.520	0.517	0.573	0.225		
Mn	0.005	0.010	0.011	0.013	0.005	0.000	0.001
Mg	1.660	1.447	1.457	1.405	0.753	0.003	0.001
Ca	0.005	0.006	0.007	0.007	0.860	0.493	0.059
Na	0.001	0.001	0.001	0.000	0.046	0.433	0.478
K	0.000	0.001	0.000	0.000	0.004	0.026	0.445
	2.001	1.987	1.995	2.000	2.000	0.955	0.984

Ca	0.3	0.3	0.3	0.4	46.7		
Mg	83.3	73.3	73.6	70.8	41.0		
Fe	16.4	26.4	26.1	28.2	12.3		
Ca						51.8	5.9
Na						45.5	48.7
K						2.7	45.4

\* 全鉄量を FeO に換算した値 (かんらん石及び輝石) \*\* 全鉄量を Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> に換算した値 (長石) \*\*\* Al<sup>IV</sup>

#### V. 4 河成段丘堆積物

江川はじめ神戸川、静岡川など本図幅地域内の河川沿いには、数段の河岸段丘が断片的に発達している。それらの河岸段丘は河成河岸段丘と火山成河岸段丘(鈴木, 1969)に大別される。火山成河岸段丘は早水川、角井川など三瓶火山に発源する河川に沿ってのみ発達し、三瓶火山の主として太平洋火砕流堆積物で構成されているので、VI. 三瓶火山噴出物の章で扱い、ここでは河成河岸段丘(以下、河成段丘と略称)について述べる。

本地域内の河成段丘は、少なくとも5段以上の段丘面に区分されるが、それぞれの分布は断片的で、連続性が極めて悪く、また個々の段丘面はいずれも小面積である。更に、江川はじめ主要河川沿いの河

谷に沿うものと神戸川上流域や別府・君谷付近などの前輪廻地域に発達する河成段丘とは高度及び現河床からの比高が著しく異なる。したがって、すべての小面積の段丘面を対比することは極めて困難である。そこで、本研究では本図幅地域内の河成段丘を上位段丘と下位段丘に2大別してその特徴を記載するにとどめる。

#### 1) 上位段丘堆積物

**命名** 新称

**模式地** 江川沿岸の滝原、郷口、吾郷、<sup>あごう</sup> 築瀬など。

**分布** 江川沿岸では上流から下流へ、信喜、滝原、亀村、郷口、小原、吾郷、築瀬、栗原、乙原などに分布し、穿入蛇行する江川の滑走斜面部に発達する。穿入蛇行の生育に伴って生じた比高数m以下の低い段丘崖を境に2-3段に段丘面が分かれているが、江川現河床からの比高は約30mないし約45mである。静間川沿岸では川合町付近点的に分布し、現河床からの最大比高は約70mである。神戸川流域では、来島ダムより上流の前輪廻地域に主として分布し、野萱<sup>のがや</sup>、下赤名付近にまとまって発達しており、現河床からの比高は約30mないし約40mである。

**層序関係** 上位段丘堆積物は花崗岩などの基盤岩類を直接に不整合に被覆する。三瓶火山噴出物との関係をみると、三瓶火砕流堆積物を不整合に被覆していたり（郷口付近）、アバットしていたりする（粕淵小原付近、千原付近、野城付近）。また、野萱付近では上位段丘面が三瓶降下軽石堆積物以新の降下火砕物質に被覆されている。一方、江川と早水川合流点近傍の郷口では、上位段丘堆積物にアバットして三瓶火山の太平山火砕流堆積物が堆積している（後に詳述、第84図）。以上のことから、上位段丘堆積物は、三瓶火砕流堆積物の噴出期と三瓶降下軽石堆積物の噴出期の間に堆積したものと解される。なお、この期間に噴出した上山ベースサージ堆積物や小田火砕流堆積物と上位段丘堆積物との直接的層序関係は明らかでないが、静間川上流の池田付近及び尻無川中流の湯抱付近では、小田火砕流堆積物の構成する丘陵より低位に低位段丘が発達する。したがって、上位段丘堆積物は上述のように三瓶火砕流の堆積後、かなりの時間を経たのち、上山ベースサージから小田火砕流の噴出に至る時期に、堆積したものである。

**岩相** 上位段丘堆積物は円礫層または砂礫層で構成され、粘土の薄層を挟むことがある。また、風化が進み、全体が淡褐色を呈することが多い。層厚は地域的变化が著しいが、江川沿いでは10m以上に達することもある（郷口付近）。しかし、そのほかの中小河川沿いでは層厚は5m以下である。

#### 2) 下位段丘堆積物

**命名** 新称

**模式地** 江川沿岸の滝原・亀村・郷口・吾郷及び沢谷川沿岸。

**分布** 江川沿いでは、上流から下流へ、潮<sup>うしお</sup>、滝原、亀村、郷口、高畑、吾郷などに分布する。江川支流の沢谷川沿岸では上川戸付近から上流の谷底部全体が低位段丘面となっている。神戸川流域では主として八神及び志津見付近に分布し、来島ダムより上流では点在するにすぎない。静間川沿岸では瓜坂、浅原、忍原付近に分布する。これらの段丘面は2-3段に細分される地区もあるが、それらのうちの最上

位の段丘面と現河床との比高は江川本流沿いで約30m、沢谷川沿いで約20m、神戸川沿いで約20m、静間川沿いで約20mである。

**層序関係** 下位段丘堆積物は太平山火砕流堆積物にアバットし（早水川沿いの<sup>もつれ</sup>縫，郷口），後者より新しい。太平山降下火砕堆積物の分布範囲が比較的狭いため，下位段丘堆積物との直接的関係は明らかでないが，太平山降下火砕堆積物の最上部は下位段丘堆積物を一部で被覆している可能性もある。

**岩相** 下位段丘堆積物は，近傍の現河床堆積物に類似した粒度の砂礫層で構成されている。層厚は一般に5m以下である。

## V. 5 崖錐堆積物及び沖積錐堆積物

これらは三瓶火山の火口原に広く分布するほか，江川，神戸川，静間川などに沿う河岸段丘面を被覆して点的に分布している。

三瓶山西麓において，扇谷の谷口から南西に定め松，池の原，小原，小出北方に至る沖積錐は最も標的な沖積堆積物であり，その上には常流河川がない。この沖積錐は基盤山地の谷口を堰き止めて，浮布池をはじめ小田付近及び片腕の松南方の凹地などの支谷底堰止堆積低地を形成している。また，北の原では北の原溶岩流を，東の原では太平山碎屑丘の山麓及び太平山火砕流堆積物をそれぞれ被覆して多数の沖積錐が三瓶溶岩円頂丘や日影山を刻む谷口から下流に発達している。室ノ内火口底も主として男三瓶山を刻む谷に由来する沖積錐である。また，子三瓶山南西麓の片腕の松付近をはじめ，三瓶山の山麓には斜面長300m内外の崖錐が各所に発達している。

これら三瓶山麓の崖錐及び沖積錐の堆積物は，主として三瓶円頂丘溶岩起源の角礫ないし亜角礫（径約50cm以下）で構成され，層厚20m以上に達する場合もあり，また太平山降下火砕堆積物と互層しているが，最上部は後者を被覆している。

江川沿岸では，潮，<sup>しき</sup>信喜，<sup>はまはら</sup>浜原，高畑などにおいて，上位または下位河岸段丘面を被覆する崖錐または小型の沖積錐が発達し，その多くは現成であるが，一部は段丘化している。そのほかの河川沿いでは，小面積の崖錐または小型の沖積錐が点在しているにすぎない。

## V. 6 湖成堆積物

本図幅地域内には，浮布池，室内池及び姫逃池の3個の自然湖沼がある。浮布池は扇谷起源の沖積錐によって基盤山地の谷口が堰き止められたものである。室内池は室ノ内火口底南東部に存在し，火口底を埋める沖積錐の末端と火口壁の間に形成されたものである。姫逃池は北の原溶岩流表面の凹地に由来するが，その南東湖岸は崖錐堆積物で構成されている。これらの湖の湖底及び湖岸には，砂，粘土及び泥炭などからなる湖成堆積物がある。

また，片腕の松南方の浅い凹地，小田及び掘越の支谷底堰止堆積低地，更に徳原，大水源及び多根における北の原溶岩流による閉塞盆地底には，かつてそれぞれの低所に存在していた湖に堆積した砂，粘土，シルト及び泥炭からなる湖成堆積物が存在する。

## V. 7 現河成堆積物（沖積層）

本図幅地域内の沖積層は、江川、神戸川、静間川などの本支流沿いの谷底堆積物及び現河床堆積物であり、その分布面積は狭い。沖積層の比較的まとまった分布地域は、江川本流、静間川沿いの吉永付近、神戸川上流の野萱・下赤名付近などである。江川本流沿いでは、穿入蛇行の滑走斜面のほか、乙原の選流丘陵を囲む旧蛇行流路跡地に沖積層が分布する。そのほかの地区における沖積層はその大部分が谷底堆積低地（前輪廻のものを含む）を構成している。沖積層は大部分が砂礫層で構成されているが、江川沿いでは径数10cmの巨円礫を含む。沖積層の層厚は不明であるが、江川沿いではその網状流路をもつ河床形態からみて数m以下であり、静間川沿いの吉永付近では埋積低地の特徴から10m以上に達すると思われる。

## VI. 三瓶火山噴出物

### VI. 1 概説

#### VI. 1. 1 研究史

三瓶火山の地質、岩石及び形成史については、これまでに多くの研究がある。第9表は三瓶火山の噴出物の層序及び形成史に関する従来の研究を総括したものである。この表によると、研究の進展とともに噴出物の層序区分が精細化する傾向があるが、一方では層序、従って形成史に関する意見の相違も幾つか認められる。主要な問題点は、1) カルデラの存否、形成機構及び形成に関連した噴出物の認定、2) 溶岩円頂丘群と太平山碎屑丘及び室内火口との形成順序、3) 溶岩円頂丘群自体の形成過程、などである。

#### VI. 1. 2 地質概要

第64図及び第10表は、それぞれ三瓶火山の地質図及び噴出物の層序・特徴の総括表である。これらは、鈴木ほか（1968）を骨子とし、その後の調査結果を加えて再編したものである。また、第65図は現在の知識でまとめた三瓶火山形成史の概念図である。以下には、これらの図表に基づいて、三瓶火山の形成史と噴出物の特徴を概説する。

三瓶火山は、古第三紀の黒雲母花崗岩・アプライト・閃緑岩・先第四紀流紋岩・安山岩などの火成岩類を基盤とし、更新世末期に活動を開始し、完新世にかけて生成した。本火山の噴出物は溶岩、火砕流堆積物、ベースサージ堆積物、降下火砕堆積物など多様であるが、その岩質はいずれも角閃石黒雲母デイサイトである。

三瓶火山の噴出物は、かなり大規模な不整合つまり活動休止期及び噴火様式の顕著な変化に基づいて5群に大別される。これら5群の噴出物を生じた活動期を、古い方から順に、古三瓶期・第1期—第4

第9表 三瓶火山の形成史対比表

Kōzu and Yoshiki (1929)	種子田 (1944)	久野※ (1954)	山口 (1955)	山口 (1963)	小畑※ (1967)	田原ほか (1968)	鈴木ほか (1968)	松井・井上* (1971)	本「三瓶山」図幅* (1983)
Mud flow	小寄生門頂丘 (岩谷, 子三瓶南麓の小突起)		灰砂層	室ノ内爆発カルデラ (男・女・子・孫三瓶の形成)	泥流堆積物	太平山噴出物 (降下堆積物 火砕流堆積物)	現水成堆積物・崖錐 志学火砕流堆積物 早水川火砕流堆積物 角井火砕流堆積物 久部・伊比火砕流堆積物	最新降下火山灰 太平山火砕流	現河成・湖成堆積物 沖積錐・崖錐堆積物 太平山降下火砕堆積物
Pumice and ash	第二次山体 (コントロイテ型)	新期溶岩円頂丘(群)	寄生火山溶岩 三瓶溶岩	<トロイテの破壊> トロイテ	志学砕屑流 主峰のラヴェードーム群	四岳の溶岩	太平山降下火山灰 三瓶門頂丘溶岩 長者原凝灰角礫岩層 多根火砕流堆積物	太平山降下火山灰 三瓶門頂丘溶岩	太平山火砕流堆積物 三瓶門頂丘溶岩 北の原溶岩流 多根火砕流堆積物
Volcanic detritus	第一次山体 (ホマーテ型)	砕屑丘	ホマーテ噴石層 集塊質溶岩 立石凝灰角礫岩	ホマーテ (上部は凝灰岩 下部は角礫凝灰岩)	太平山砕屑丘	志学火砕流堆積物	角井降下火山灰 志学火砕流		
Reddish andesite								志学降下火山灰	
Gery andesite		古期溶岩	男三瓶基底緻密溶岩		浮布池軽石流 及び降下物 日影山ラヴェードーム	浮布池降下軽石層 日影山溶岩 日影山溶岩 池田層	三瓶橙色降下軽石層 女夫松(日影山)溶岩 橋ヶ峠降下火砕堆積物 浮布池軽石流堆積物 上山降下軽石層 <カルデラの形成>	浮布降下火山灰 浮布降下軽石 浮布火砕流 日影山門頂丘溶岩 池田降下軽石 飯南降下火山灰	三瓶降下軽石堆積物 小田火砕流堆積物 小田ベースサージ堆積物 日影山溶岩 上山ベースサージ堆積物 <カルデラの形成>
		カルデラ			大田軽石流	大田層 { 角井火山灰層 大田軽石流堆積物 大田火山灰層	三瓶軽石流堆積物 野間降下軽石層 木谷池降下軽石層 古三瓶溶岩	小笠原降下火山灰 大田降下火山灰 木次降下軽石 粕淵火砕流 神戸川降下軽石	三瓶降下火山灰層 三瓶火砕流堆積物 三瓶ベースサージ堆積物 古三瓶期噴出物

※は地質図のあるもの。



期と呼ぶことにする。

古三瓶期は、カルデラの形成以前に角閃石黒雲母デイサイトからなる古三瓶火山と呼ばれる小型火山が存在していたらしく、カルデラ北部の森田山もその一部と考えられる。また、北西方の瓜坂には3層の噴出源不明の降下火砕堆積物があり、更に第1期の火砕堆積物中に多量に含まれる同一岩質の角礫からその存在が推定されるが、その詳細は明らかでない。

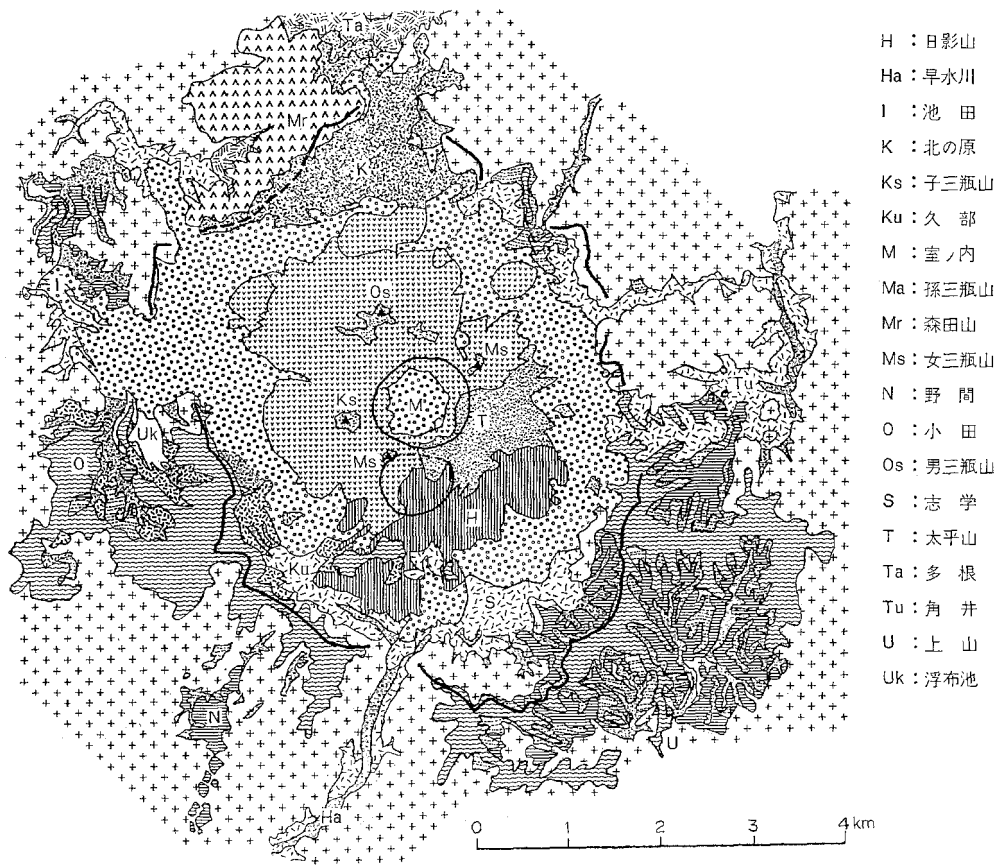
第1期は三瓶カルデラの形成で特徴づけられる。三瓶カルデラは、三瓶ベースサージの噴出には始まり、それに引き続く三瓶火砕流更に三瓶降下火山灰の噴出という一連の大規模な噴火に伴って形成されたクレーターレーク型カルデラである。三瓶ベースサージ堆積物は三瓶山の比較的近傍にのみ堆積したが、三瓶火砕流堆積物は広範囲に広がり、一部は現在の日本海海岸にまで到達し、基盤山地内の相対的低所に堆積した。三瓶降下火山灰は三瓶火砕流堆積物の定着面を被覆して、薄く堆積した。この大規模な噴火活動は約2.5-3万年前に起った。

第2期には、三瓶カルデラ形成後の削剥期を経た後に、まずカルデラ内で上山ベースサージの噴火があり、次いで日影山溶岩が噴出し、最後に小田ベースサージとこれに続く小田火砕流が噴出した。上山ベースサージ堆積物はカルデラの外側にも広がり、カルデラ壁及び三瓶火砕流台地を被覆し、また基盤山地内の相対的低所に定着したが、その分布範囲はカルデラ縁から約2km以内の比較的狭い範囲に限られている。日影山溶岩は第2期以降の全噴出物と同様に粗粒の角閃石黒雲母デイサイトであり、カルデラ南部で噴出して、それぞれ厚い女夫松溶岩流台地及び日影山溶岩円頂丘を形成した。小田ベースサージ堆積物及び小田火砕流堆積物はともに主としてカルデラ床の南西部ないし西部、更にカルデラ縁を越えて基盤山地内の谷底にも定着した。小田火砕流の噴出年代は約1.5万年前である。

第3期は、三瓶溶岩円頂丘の形成で特徴づけられる。まず三瓶降下軽石が噴出し、次いで多根火砕流、更に北の原溶岩流が噴出し、最後に三瓶円頂丘溶岩が噴出した。三瓶降下軽石はカルデラ内外はもとより、三瓶山の東方数10kmの岡山県付近まで広範囲に堆積した。多根火砕流はカルデラ北部から三瓶川及び伊佐川上流の谷底に定着した。北の原溶岩流はカルデラ北部を埋積し、その末端はカルデラ縁を越えて定着して、北の原溶岩流台地を形成した。三瓶円頂丘溶岩は三瓶カルデラのほぼ中央部から噴出し、最大比高約600m、基底直径約3km、頂部平坦面直径約1.5kmの大型の溶岩平頂丘を形成した。

第4期は、室ノ内火口、太平山砕屑丘、奥の湯爆裂火口の形成で特徴づけられる。まず三瓶溶岩円頂丘の頂部すなわち現在の室ノ内火口の位置で爆裂が起り、室ノ内火口が開口し、この火口から太平山火砕流堆積物及び太平山降下火砕堆積物とそれぞれ一括した複数の火砕流及び降下火砕物質が断続的に噴出した。これらの噴火に伴って室ノ内火口が拡大し、三瓶溶岩円頂丘は環状に並ぶ幾つかの峰に分かれ、その東部は厚い降下火砕物質で構成される太平山砕屑丘に被覆された。太平山火砕流は主として三瓶カルデラの東部を埋積し、更にカルデラ外に流出する早水川などの谷底に沿って流下・定着した。これらの活動年代は約3千年以前である。室ノ内火口の形成期間中に奥の湯爆裂火口が生じた。

三瓶火山では、有史時代における噴火活動に関する歴史記録はないが、現在でも室ノ内火口底南端にある鳥地獄で軽微な噴気活動があり、また奥の湯では温泉が湧出している。



第64図 三瓶火山の地質図 記号は第10表を参照

## VI. 2 古三瓶期<sup>16)</sup> 噴出物

三瓶カルデラ形成以前における三瓶火山の様子については明らかでない。しかしカルデラ形成以前にも火山らしきものがあった形跡が幾つか存在する。第一はカルデラ北部にある森田山溶岩，第二に瓜坂にある起源不明の降下火砕堆積物（古期火山灰層），最後に第1期噴出物中に極めて多量に含まれ，かつ同質の角礫（カルデラ形成以前に現在のカルデラ内の位置にあったと推定される小型の火山体に由来するもので，これが後述の古三瓶溶岩）である。これらをまとめて古三瓶期噴出物と呼ぶこととする。

### VI. 2. 1 森田山溶岩

**命名** TANEDA (1952) . 松井・井上 (1971) の先三瓶火山岩類。

**分布** 北の原北方の森田山を中心として，北東—南西約2kmにわたって分布する。北東端は基盤の574m峰を回り込むようにして多根集落にまで延びている。

16) 松井・井上 (1971) は，円頂丘溶岩形成以前を古三瓶期としている。

第10表 三瓶火山噴出物の総括表

地質時代	活動期	層序	岩相の特徴						最大層厚 (m)	体積 (km <sup>3</sup> × 10 <sup>2</sup> )	堆積面の勾配 (°)	主要な地形の形成		
			本質物質		類・異質物質		色調	その他 (3) 火山豆石炭						
			最大岩片の大きさ (cm)	(1) 発泡程度	(2) 細粒デイスサイト	(2) 粗粒デイスサイト							(2) 基盤岩石	最大岩片の大きさ (cm)
新世	第4期	L	現河成・湖成堆積物											
		F	沖積錐・崖錐堆積物											
		Tf	太平山降下火砕堆積物	○		○		紫灰・灰		90	74~14.8	太平山砕屑丘 室の内火口・奥の湯火口		
		Ta	太平山火砕流堆積物	150	○	○		灰	○	40	2.5~6.2			
Sd	三瓶円頂丘溶岩		×	●		紫褐・灰		2.5	67	三瓶溶岩円頂丘 北の原溶岩流台地				
Kl	北の原溶岩流		×	●		紫褐・灰		80	0.15		3.3			
Tp	多根火砕流堆積物		△	○		紫灰		30	10 <sup>-2</sup>					
Spf	三瓶降下軽石堆積物	35	●	△	○	橙褐	○	5						
更新世後期	第2期	Op	小田火砕流堆積物	40	●	○	○	○	14	紫灰	○	20	10 <sup>-2</sup>	小田火砕流原 三瓶カルデラ
		Ob	小田ベースサージ堆積物	35	●	○	○	○		紫灰	○			
		Hl	日影山溶岩		×	●			紫褐・灰		100	0.15	3.8	
		Ub	上山ベースサージ堆積物	30	●	○		○	150	黄白	○	20		
更新世後期	第1期	Sf	三瓶降下火山灰層	2.5	●					黄褐・褐	○			
		Sp	三瓶火砕流堆積物	25	●	○		○	70	橙	○	60	10 <sup>1</sup>	0.9~1.8
		Sb	三瓶ベースサージ堆積物	5	●	○		○	10	橙	○	3		
		Os	古三瓶期噴出物			●	?			青灰				古三瓶火山
先第四紀		花崗岩類・火山岩類				●								

(1) ● ; 非常に良い ○ ; 良い △ ; 悪い × ; 非常に悪い (2) ● ; 岩体 ○ ; 多く含む △ ; 少し含む  
(3) ○ ; 含む

層序の記号は第64図と同じである

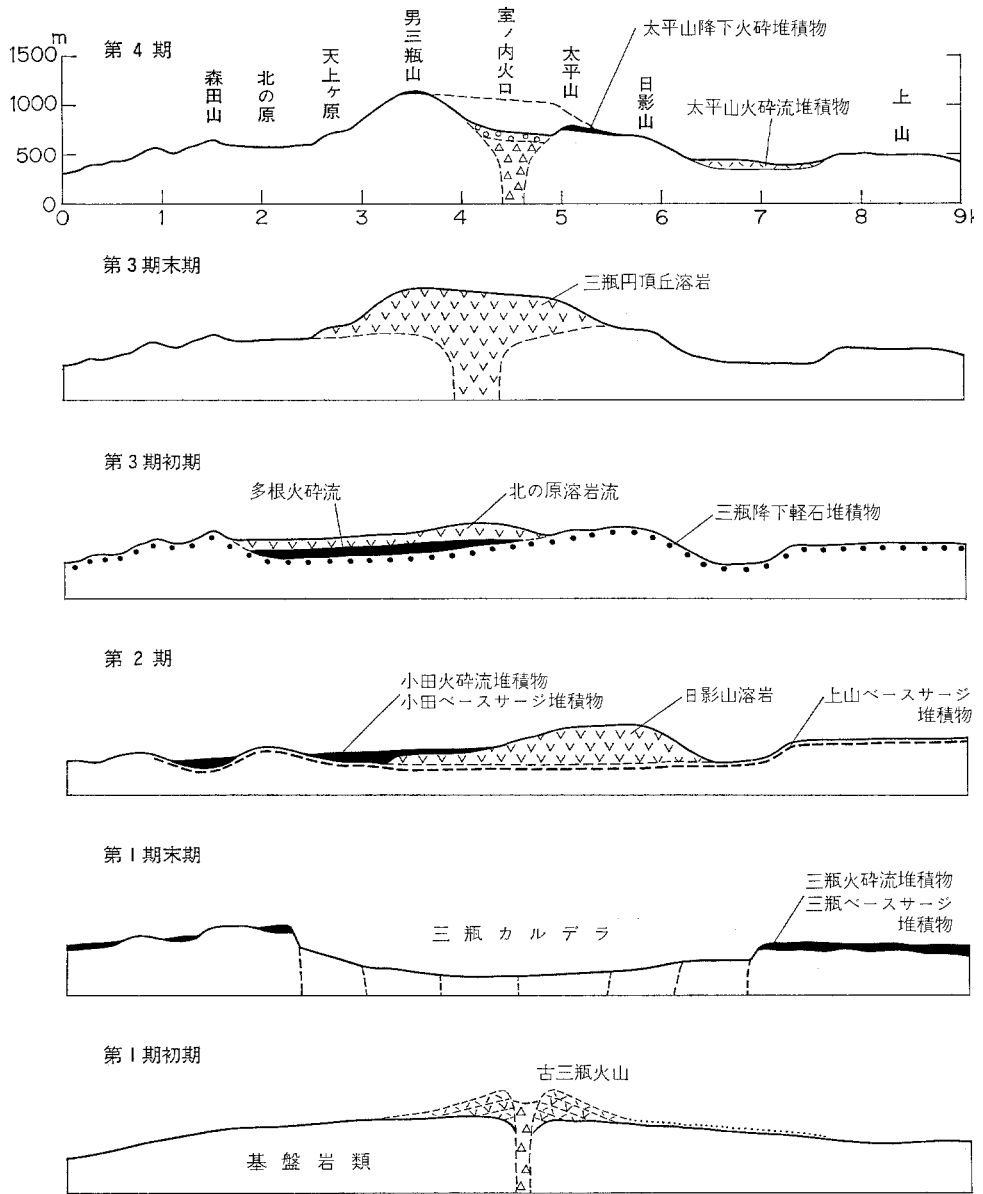
**層序関係** 森田山溶岩には火山特有の地形が全く残っていない。またカルデラとの関係も明確でないが、かなり古期のものと推定される。北の原溶岩及び多根火砕流堆積物に被覆されているが、三瓶降下軽石堆積物との関係は露出がなく不明であるが、被覆されていると考えられる。層位の下限は不明であるが、波多層に属するとの見解（島根県地質図編集委員会、1982）も生れている。

**岩相** 本溶岩は一般に露出不良であり、限られた地点においてのみ観察され、岩相もそれぞれ異なっている。大田市多根では、高さ10m、幅50m以上の崖を作る板状節理の発達した流理構造を示す溶岩流で、流理構造は55°東、北西15°の走向・傾斜を示す。溶岩の中には1cm以下の細粒花崗岩の捕獲岩がまれに認められる。岩質は流紋岩である。水滝南方では流理構造の発達した灰白色のデイスサイト溶岩で、汚濁したスポットが多く認められる。権現山の旧石切場は高さ約20mの赤味を帯びた灰色を示す厚い溶岩流であり、捕獲岩と弱い流理構造を有している。

これらの異った岩相を有するものを一括して森田山溶岩とする。

## VI. 2. 2 古期火山灰層

三瓶火山の周辺には所属不明の降下火山灰層がみられることがある。本図幅地域内では瓜坂、北隣「石見大田」図幅地域では横見において火山灰層がよく観察される。これらも一応古三瓶期の噴出物と



第65図 三瓶火山形成史の概念図

して記載しておく。

瓜坂の新道切り割りにおいては、少なくとも4層の結晶質火山灰層が認められる。層厚はそれぞれ70-90cmで、上部約30cmに腐植層が認められる。

北隣「石見大田」図幅地域の簸川郡佐田町横見の神戸川右岸の台地崖にも古期火山灰層が認められる。横見における本層は花崗岩を覆い、三瓶ベースサージ堆積物及び三瓶火砕流堆積物に不整合に覆われる。層厚2.2-3.0mで、最上部10-30cmがチョコレート色に土壌化した粘土質火山灰層であり、中部

が良く成層した層厚1.5mの降下火山灰層、又は成因不明の層厚0.8mの褐色凝灰角礫岩層、最下部は径5cm以下の軽石片を含む赤褐色の降下軽石堆積物（層厚約1.0m）である。これらは整合に重なっている。

松井・井上（1971）は更に北東約30kmの寺領を模式地とする木次降下軽石堆積物が横見にも分布するとしているが、両者の対比は明確でないのでここでは区別することとする。

**岩相** 図幅地域内瓜坂の本層は灰白色で結晶が極めて多い。構成物は石英が多く、ホルンフェルス化した酸性火山岩の岩片、微斜長石・パーサイトが大部分であるが、極めて少量であるが清澄な斜長石がみられ、これが本質物質であると考えられる。恐らく水蒸気爆発により基盤の花崗岩及び酸性火砕岩を放出した活動により堆積したものであろう。

**花粉化石**<sup>17)</sup> 本火山灰層の上位にある3層の腐植層について、花粉分析を行った。花粉は一般に変質しているが、上位のものから順に下記の内容を有する。

SS-51: *Pinus*, *Taxodiaceae*, *Quercus* が優先し、*Ulmus-Zelkova*, *Alnus*, *Abies*, *Fagus*, *Pterocarya*, *Castanea* 等を伴う。また判断し難いが、*Tricolporate pollen* が多く検出され、同時に *cf. Carya*, *cf. Liquidamber* がわずかに検出された。

SS-53: 花粉が非常に少なく、変質も激しい。また若干炭化している。*Abies*, *Pinus*, *Taxodiaceae*, *Quercus*, *Acer*, *Stephanozonocolpate pollen* *Trizonocolporate* がわずかに検出されたに過ぎない。

SS-55: SS-53と同様に花粉が非常に少なく、変質炭化を受けている。*Abies*, *Tsuga*, *Fagus*, *Lepidobalanus* がわずかであり、現生の混入と思われる *Cryptomeria*（これだけがほとんど変質を受けていない）がかなり含まれる。これは雨水または流水と共に流れ込んだものと考えられる。総合してみると、上記の花粉内容は著しく新期のものではないにしても、*Liquidamber* がみられない点、*Pinus* が多い点からして、都野津層群よりも新しいものであろう。

### VI. 2. 3 古三瓶溶岩（第1期噴出物中の角礫）

これは、地表で岩体として認められる溶岩ではないが、三瓶ベースサージ堆積物及び三瓶火砕流堆積物などの主として第1期噴出物に多量に含まれる細粒の黒雲母流紋岩の角礫に対して与えた名称である。角礫は、最大径60cm以下で、すべて角ばっており、全体として灰色で、径2mm以下の斑晶を含み、一般に新鮮である。また、流理構造が顕著である。

岩片の総量やそれが作っていた岩体の性状は不明である。また、この角礫が先三瓶火山噴出物というべき著しく古い岩体に由来するものか、それとも三瓶火山の初期の噴出物であるか、という点についても明らかではない。しかし、この岩片が新鮮で、三瓶ベースサージ堆積物以新の第1期噴出物に多量に含まれ、かつ三瓶カルデラ壁などにこの岩片の岩体が全く露出していないことの諸点から、ここでは、三瓶火山の活動の初期に現在の三瓶カルデラの内側の位置に小型の火山体が生じていたと解し、その火山体を記載の便宜上、古三瓶火山の一部と考え、古三瓶溶岩と呼ぶこととする。

17) バリノ・サーヴェイ株式会社 徳永重元博士の鑑定による。

## VI. 3 三瓶火山第1期噴出物

### VI. 3. 1 三瓶ベースサージ堆積物

**命名** 新称. 本堆積物は, 田原ほか(1968)の大田火山灰層, 鈴木ほか(1968)の木谷池降下軽石層及び野間降下軽石層, 松井・井上(1971)の大田降下火山灰堆積物に, ほほ相当する.

**模式地** 三瓶山南方の野間付近の谷底部, 三瓶カルデラ東南壁の下部, 上山付近の谷壁斜面の基部.

**分布** 本堆積物は, 三瓶カルデラ壁から外側の地域に分布し, 特に模式地の野間, カルデラ南東壁及び上山付近にまとまって分布するほか, 角井付近及び三瓶山北東方約7kmの横見付近(北隣「石見大田」地域)にも分布している. 本堆積物は, どの分布地でも, それを整合に被覆する三瓶火砕流堆積物とともに分布し, かつ後者より露出面積が小さく, 垂直に近い露頭の下部にのみ露出しているため, 地質図幅の凡例では三瓶火砕流堆積物と同一の記号で表現されている.

**層序関係** 本堆積物は花崗岩類などの三瓶火山の基盤岩石を直接に不整合に被覆し(基盤山地の相対的低所のみ分布), 三瓶火砕流堆積物に整合に被覆されている. 野間において本堆積物に含まれていた2本の非炭化樹幹の<sup>14</sup>C年代は, それぞれ18,740±530 y. B. P. (Gak-9947)及び28,840±1,810y. B. P. (Gak-9948)である(第11表). しかし, 本堆積物に整合に重なる三瓶火砕流堆積物に関する<sup>14</sup>C年代測定値(第11表)よりも若い年代になっているので, 三瓶ベースサージの真の噴出年代は不明である.

**岩相** 本堆積物は, 一般に径3cm以下(最大径約5cm)の白色軽石片と径10cm以下(最大径約30cm)の石質破片(花崗岩, アブライトなどの基盤岩類, 古三瓶溶岩など)並びにそれらの細粒物質で構成されている. 本堆積物には, 粒度を異にする多くの薄層の示す成層構造が顕著に見られ, 斜層理やアンティデューン構造(横山・徳永, 1978)が発達している(第66図a, b, 第67図a). また, 火山灰からなる細粒の薄層中には, しばしば多量の火山豆石が含まれている.

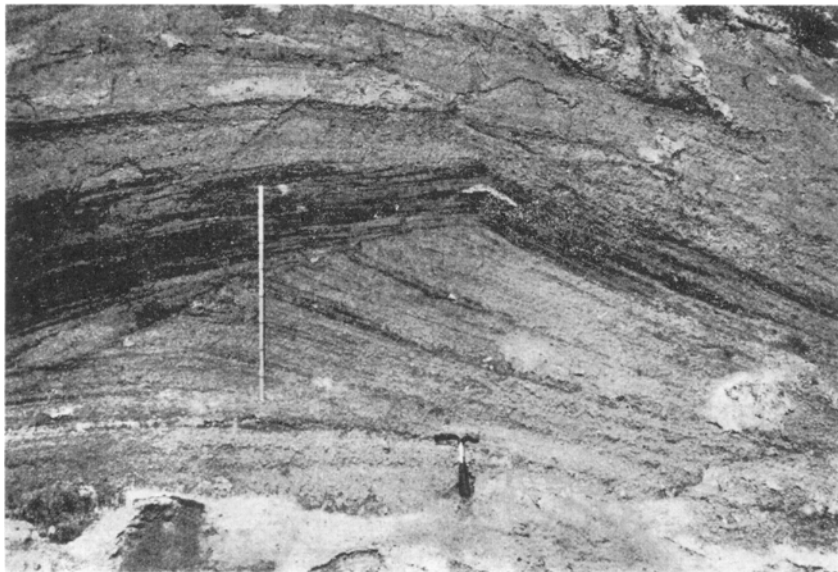
上記の特徴を持つベースサージ堆積物に挟在して, 複数枚の降下火山灰及び降下軽石の薄層がある. しかし, これらとベースサージ堆積物は整合であり, 全体が同一噴火輪廻の噴出物と考えられるので, 本

第11表 三瓶火山噴出物の<sup>14</sup>C年代測定値

活動期	年代測定試料包含層	試料採取地	測定試料	測定番号	測定値	文献
第4期	太平山降下火砕堆積物	頓原町秩木	腐植質黒色土	Gak-588	3,680±90	松井・井上(1970)
	同上	同上	腐植質黒色土	Gak-2218	4,910±120	同上
	太平山火砕流堆積物	大田市長原	炭化木	Gak-2219	4,480±110	同上
第3期						(測定値なし)
第2期	小田火砕流堆積物	邑智町湯泡	炭化木	Gak-9949	14,780±350	本「三瓶山」図幅
	同上	大田市池田	炭化木	Gak-2217	16,000±400	松井・井上(1970)
第1期	三瓶火砕流堆積物	大田田野城	炭化木	Gak-9950	21,740±810	本「三瓶山」図幅
	同上	大田市大田	炭化木	Gak-1533	25,600±1,000	鈴木ほか(1968)
	同上	邑智町野間	炭化木	Gak-1975	29,400±1,550	本「三瓶山」図幅
	同上	大田市大田	炭化木	Gak-1977	30,100±2,200	同上
	同上	邑智町野間	炭化木	Gak-1976	33,300<	同上
	三瓶ベースサージ堆積物	同上	非炭化木	Gak-9947	18,740±530	同上
	同上	同上	非炭化木	Gak-9948	28,840±1,810	同上



a



b

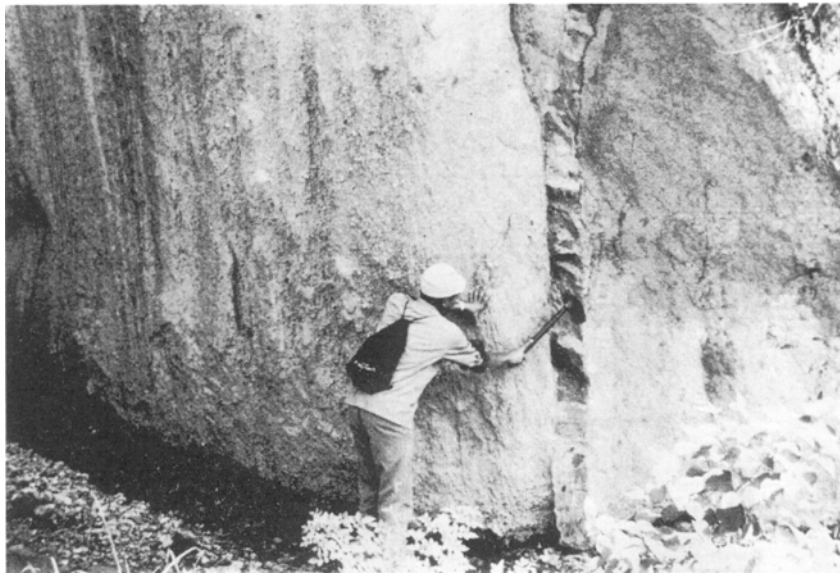
第66図a 三瓶ベースサージ堆積物のアンティデューン構造 (三瓶山南方, 野間の道踏切取法面) 1mの折尺を曲げたスケールに注意 左側が三瓶山の方向である  
 b 三瓶ベースサージ堆積物のアンティデューン構造 (三瓶山東南方の上山) 左側が三瓶山の方向である

研究では全体を一括して三瓶ベースサージ堆積物と呼ぶことにする。

アンティデューン構造は、その波高と波長がそれぞれ、野間では約1mと約5m、上山では1.1mと7.5m、角井では5m以上と20数m、のように大型のものもあれば小型のものもある。アンティデューン構造の層理面の向きから、ベースサージの進行方向を推定すると、野間では野間川の流下方向すなわち北から南へ、上山では北西から南東へ、角井では西南西から東北東へ、となっている(第68図)。



a



b

第67図a 三瓶ベースサージ堆積物の斜層理 (三瓶山南方, 野間, 道路切取法面) 左側が三瓶山の方向である  
 b 三瓶火砕流堆積物に挟在する泥質岩の岩脈 (三瓶山南東方, 東上山)

また、野間において本堆積物に包含されている多くの非炭化樹幹(直径40cm以下)は横倒しになっており(第69図)、それらの平均的な伸長方向は北から南に向いている(第68図)。

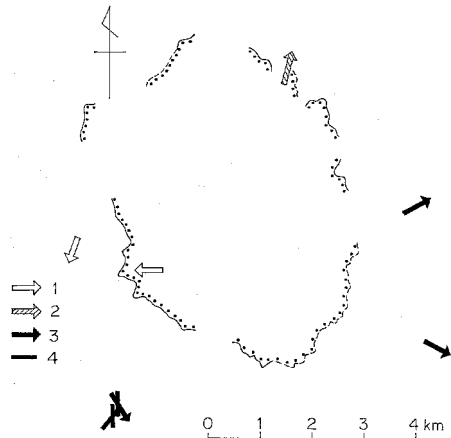
以上のことから、三瓶ベースサージ堆積物は、現在の三瓶カルデラの位置で噴出し、四周に進行して堆積し、現在では基盤地形の相対的低所にのみ残存していると考えられる。しかし、噴出源の詳細な位置及びその付近の環境、例えば湖沼の存否などについては不明である。

なお、三瓶山の北東約7kmの横見(北隣「石見大田」地域)では、三瓶火砕流堆積物に整合に被覆



された層厚約3mの堆積物がある。この堆積物は厚さ数cmの軽石層と火山灰層が全体としてほぼ水平に成層し、また斜層理を持つ場合もある。軽石層は径1cm以下（まれに数cm）の白色軽石で構成されるこの堆積物も、上記の層序と岩相からみて三瓶ベースサージ堆積物であると考えられる。しかし、アンティデューン構造は見られない。このような堆積構造の特徴は、この地点が噴出源から遠方であり、かつ途中の基盤地形も起伏に富んでいるため、流動速度のかなり減少したベースサージが本地点に到達したことを示唆する。

三瓶ベースサージ堆積物の最大層厚は野間において10数mであるが、場所による変化が著しい。



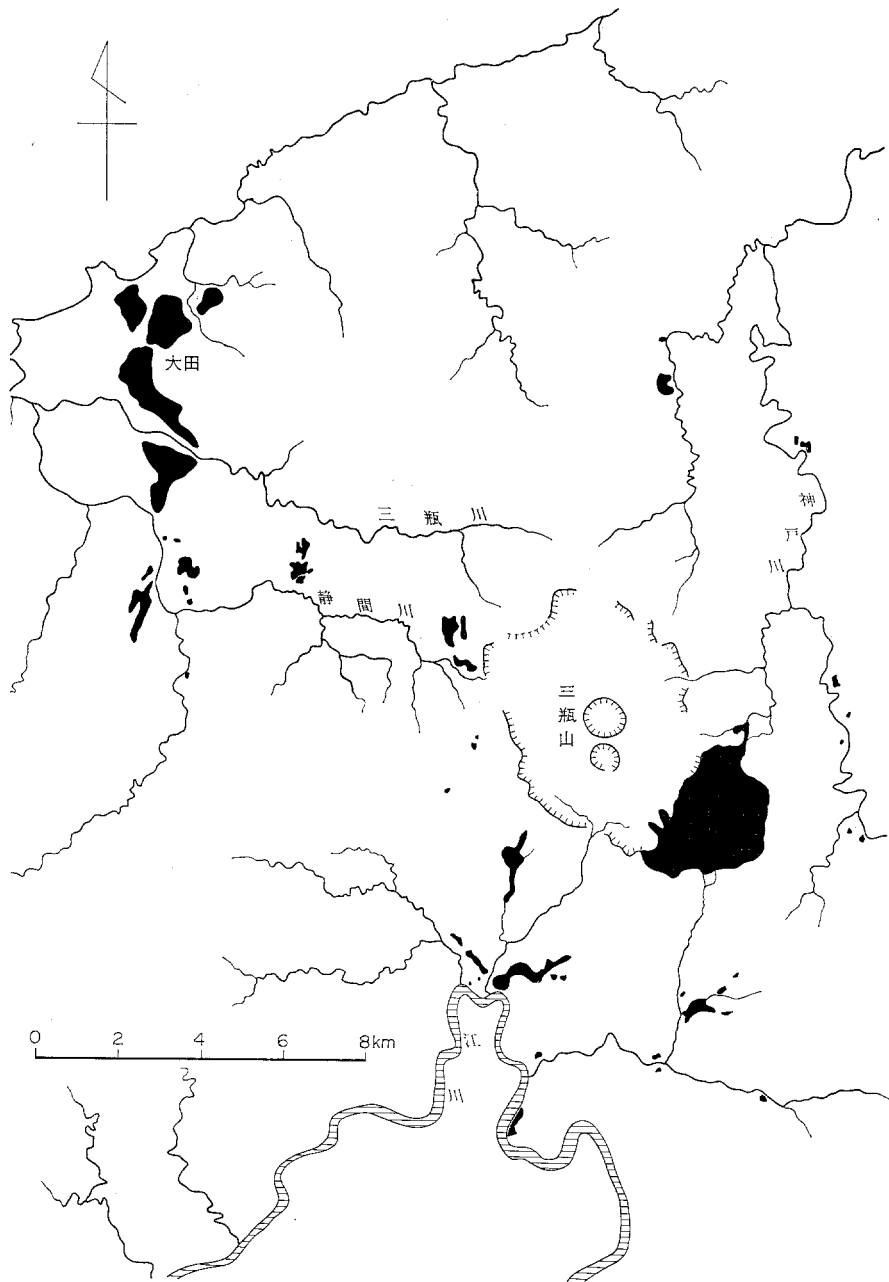
第68図 三瓶火山におけるベースサージの移動方向 1:小田ベースサージ 2:上山ベースサージ 3・4:三瓶ベースサージ 1, 2, 3はアンティデューン構造により, 4は包含樹幹の方向により, それぞれ推定したものである。



第69図 三瓶ベースサージ堆積物の斜層理。アンティデューン構造及び包含樹幹（人物の右及び左上方）（三瓶山南方，野間の道路切取法面）人物の背後方向に三瓶山がある

### VI. 3. 2 三瓶火砕流堆積物

**命名** 新称。本堆積物は、小畑（1967）の大田軽石流、田原ほか（1968）と松井・井上（1971）の大田軽石流堆積物に相当し、鈴木ほか（1968）の三瓶軽石流堆積物と日円原池爆発破片堆積物を一括したものである。



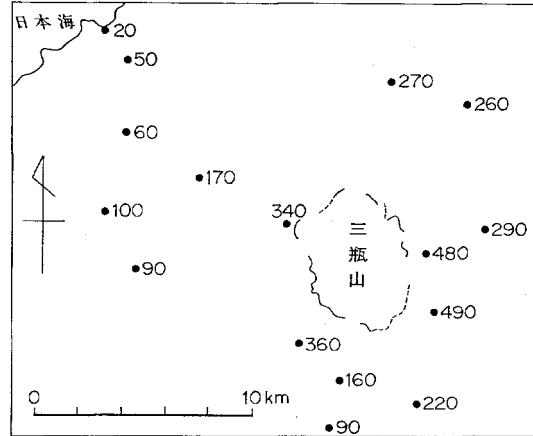
第70図 三瓶火砕流堆積物の分布（黒色部） 三瓶山区領地域外も含めて、確認された分布を示す

**模式地** 三瓶山の西方の池田付近，南方の野間付近，南東方のカルデラ壁，上山及び角井付近。

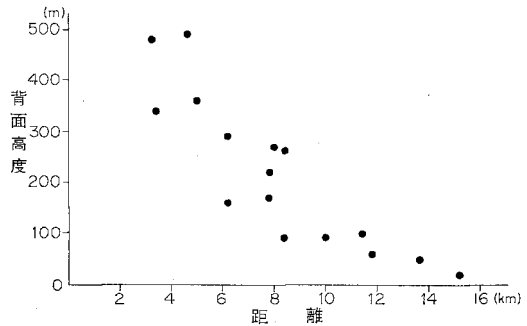
**分布** 三瓶カルデラ壁及びその外側の基盤山地内の相対的低所に断続的に分布するが，その分布範囲は，降下火砕堆積物以外の三瓶火山噴出物の中では最も広い（第70図）。現在確認されている本堆積物の最遠方分布地は三瓶火山北西方約15kmの大田市久手町（北隣「石見大田」地域）である。本堆積物の堆積

面は浸食のためにほとんど失われている。しかし、本堆積物で構成される火砕流丘陵は定高性を持ち、その背面高度は三瓶山から遠ざかるほど低下している（第71図及び第72図）。

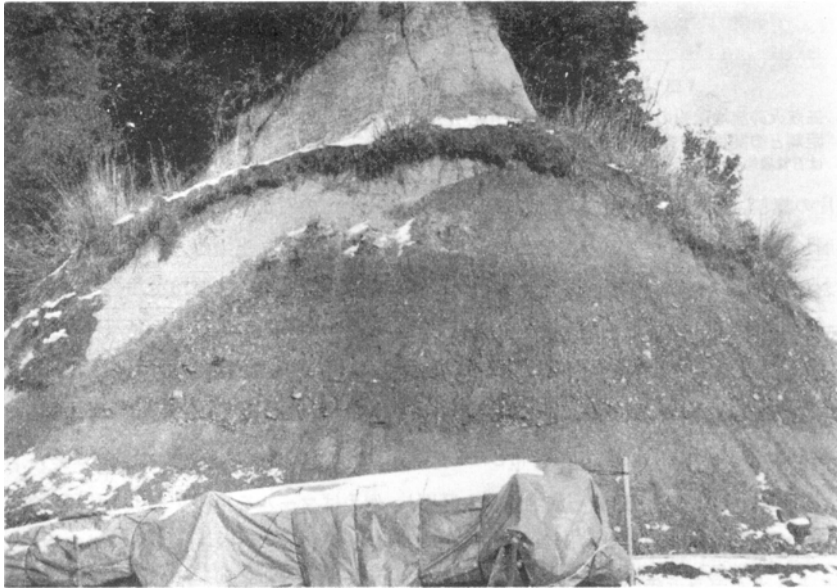
**層序関係** 本堆積物は三瓶ベースサージ堆積物を整合に被覆し、三瓶降下火山灰層に整合に被覆されている。しかし、本堆積物を挟むこれら2つの噴出物は分布面積が狭いため、本堆積物は花崗岩類や第三系などの基盤岩石を直接に不整合に被覆し、上山ベースサージ堆積物に不整合に被覆されている場合が多い（第73図）。本堆積物の中には、野間・野城・大田市街地近傍などで多数の炭化木片が含まれており、それらについて5つの<sup>14</sup>C年代測定結果が得られている（第11表）。しかし、年代測定値のバラツキが著しく、しかも本堆積物の下位にある三瓶ベースサージ堆積物に関する測定値より古いものもある。したがって、本火砕流の真の噴出年代は現段階では明らかではない。なお、本堆積物は、上



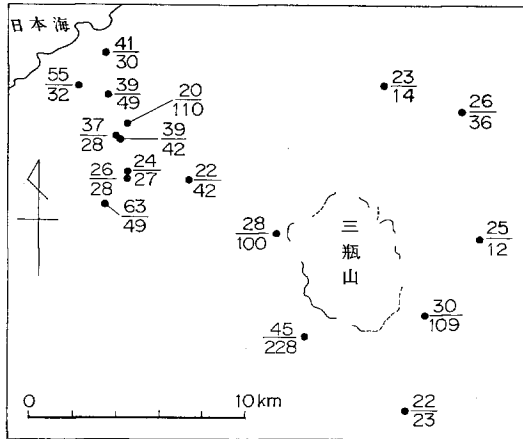
第71図 三瓶火砕流堆積物からなる火砕流丘陵の背面高度（単位m）



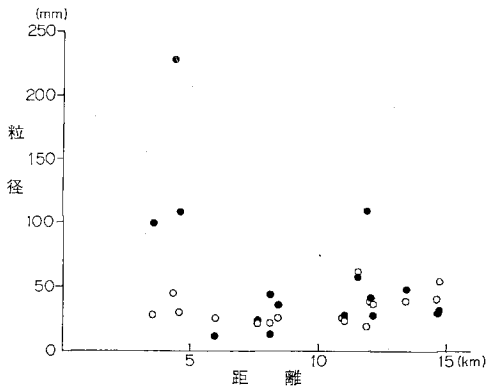
第72図 三瓶火砕流堆積物の背面高度と三瓶火山の中心からの距離との関係



第73図 三瓶火砕流堆積物（中心に水平の石質破片集積帯を挟む）とそれを不整合に被覆する上山ベースサージ堆積物（左上方の白色部）（三瓶山西方，池田）



第74図 三瓶火砕流堆積物の粒径分布 軽石破片(上段)と石質破片(下段)について、各露頭における上位5個の大きい破片の平均長径を示す (単位mm)



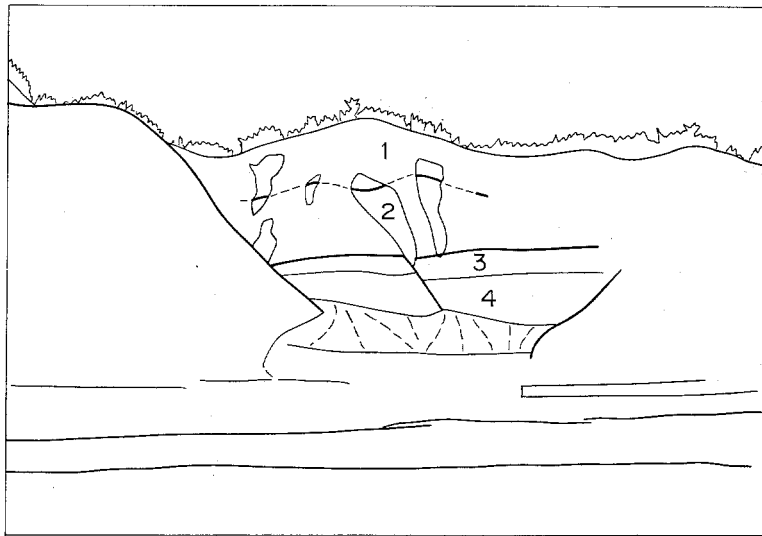
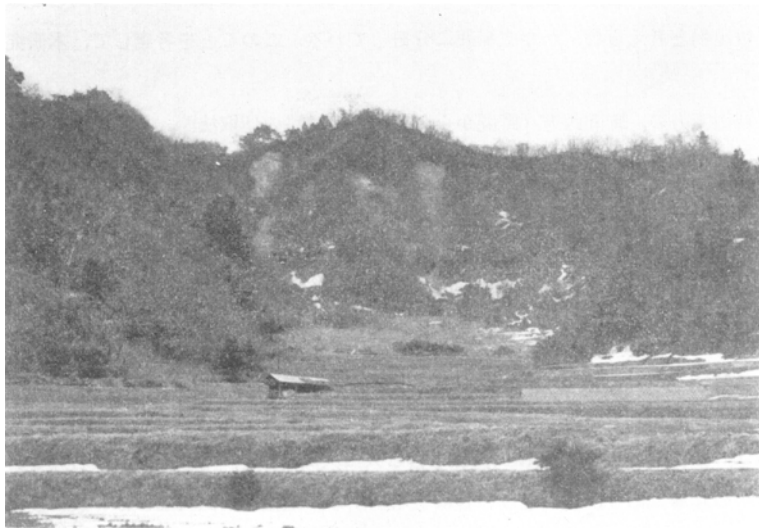
第75図 三瓶火砕流堆積物の粒径と三瓶火山の中心からの距離との関係 原資料は第74図 白丸は軽石破片、黒丸は石質破片を示す

石質破片の集積帯は、厚さ数m以上で、径10ないし40cmの石質破片を多量に含み、水平方向に大まかに成層した角礫層をなすことがある。例えば、カルデラ南東壁(上山西方)の中腹には、最大層厚40mに及ぶ角礫層が三瓶ベースサージ堆積物の上に整合に重なっている(第76図)。この角礫層は、花崗岩やアプライトなどの基盤岩石の角礫(最大径70cm)を主体とし、それらに比べれば少量の古三瓶溶岩の角礫並びにこれらの細粒物質で構成され、ほぼ水平方向に大まかに成層し、その中層部の厚さ4-5mの部分は著しく固結して岩滓集塊岩になっている。この角礫層は、カルデラ南東壁において、水平距離約1kmにわたって連続して分布している。このような岩相、層序及び分布から、鈴木ほか(1968)はこの厚い角礫層を三瓶軽石流堆積物と区別し、例えばマールを形成するような局所的な爆発による堆積物と考え、日円原池爆発破片堆積物と命名した。しかし、三瓶ベースサージ堆積物の上に整合に重なること、カルデラ近傍の基盤地形の相対的低所にのみ厚く分布すること、三瓶火砕流堆積物中に何枚かの同様の石質破片集積帯が挟在すること、などの諸点からみて、この角礫層は、石質破片が三瓶

山・野間・大田市街地(北隣「石見大田」地域内)など各所で、泥質岩岩脈に貫入されている(第67図b)。

**岩相** 本堆積物は、最大径約25cm以下の軽石片と約70cm以下の石質破片(花崗岩、アプライト、花崗閃緑岩などの基盤岩石及び古三瓶溶岩など)並びにそれらの細粒物質で構成される非溶結の火砕流堆積物で、全体としてオレンジ色ないしピンク色がかった淡褐色を呈する。本堆積物は三瓶山から遠方に至るほど全体として細粒となる。特に、各露頭で見られる最大岩片に注目すると、石質破片の粒径は三瓶山からの距離の増大に伴って顕著に減少しているが、軽石片の場合には顕著な粒径変化は見られない(第74図及び第75図)。

野間付近や上山付近をはじめ三瓶火山近傍では、本堆積物中に大まかな成層構造が発達し、本堆積物が厚さ数m以下の、幾つかのフローユニットで構成されることを示す。これらのフローユニットの境界には、しばしば石質破片のレンズ状集積帯がみられ、また、ground surge (WRIGHT *et al.*, 1980) によると思われる斜層理が見られる。主として火山灰からなる細粒層にはしばしば多量の火山豆石が含まれている。



第76図 三瓶カルデラ東南壁 (志学東南方) 1:上山ベースサージ 2:三瓶火砕流堆積物 3:三瓶火砕流堆積物下部の石質破片の集積帯 (agglutinate 化している) 4:三瓶ベースサージ堆積物

火砕流の噴出源の近くで選択的に分離・沈積して生じた石質破片基底集積部 (横山, 1970) ないしは co-ignimbrite lag-fall deposit (WRIGHT and WALKER, 1977) であると解し, 本研究ではこれと鈴木ほか (1968) の三瓶軽石流堆積物とを一括して三瓶火砕流堆積物と呼ぶことにした.

三瓶火砕流堆積物の層厚は場所的变化が著しいが, 現在確認された最大層厚は野間において約70mである.

### VI. 3. 3 三瓶降下火山灰層

**命名** 新称. 本層は松井・井上 (1971) の小屋原降下火山灰及び田原ほか (1968) の角井火山灰層と

同一の噴出物であるが、後述のように三瓶ベースサージ堆積物及び三瓶火砕流堆積物とともに一連の噴火活動による噴出物と考えられ、かつ広範囲に分布している。このことを考慮して、本研究では新たに命名した。

**模式地** 三瓶山南方の、野間西方（野間から久部に至る道路の切取法面、高度約360m）、西方の池田（小学校裏から掘越に至る山道の切取法面、高度約310m）、東方の角井峠東方約450mの道路切取法面（高度約468m）。

**分布** 三瓶火砕流堆積物の分布地域のうち、その堆積面が残存する地区、すなわち三瓶山南方より時計まわりに、野間・池田・角井及び角井東方の神戸川沿いの岡北方、などに分布している。個々の分布地では小面積に露出しているにすぎないが、全体としては三瓶火山の周囲の広範囲に分布している。

**層序関係** 本層は下位の三瓶火砕流堆積物の上に整合に、かつほぼ水平に重なり、上山ベースサージ堆積物に不整合に被覆されている。

**岩相** 本層は、細粒火山灰層、細粒火山礫を含む火山灰層、径2.5cm以下の軽石片を含む火山灰層などのほぼ水平の互層であり、黄褐色ないし褐色を呈する。細粒の火山灰層には一般に多量の火山豆石（径1cm以下）が含まれている。各単層の層厚は数cm以下で、1cm以下のものも多い。本層の全層厚は一般に数m以下である。

## VI. 4 三瓶火山第2期噴出物

### VI. 4. 1 上山ベースサージ堆積物

**命名** 新称。これは、鈴木ほか（1968）の上山降下軽石層と同一の堆積物であり、松井・井上（1971）の池田降下軽石堆積物に相当する。

**模式地** 三瓶山南東方の、カルデラ壁最上部及び上山付近の谷壁急崖、秩木付近の切取法面、西方の高利から池田に至る旧道に沿う切取斜面、北方の柗ヶ峠北方のカルデラ壁。

**分布** 三瓶山の中心から半径約5km以内の範囲の、カルデラ壁、カルデラ縁及びその外側の小起伏地に分布する。特に、三瓶山南東方の上山付近に広い面積を占めて分布し、この地区から時計まわりに、野間付近、小田付近、池田付近、柗ヶ峠北方地区、角井峠付近にまとまって分布する。

**層序関係** 本堆積物は、下位の三瓶降下火山灰層以前の噴出物を著しい不整合で直接に被覆している。例えば、東上山（寺院北方約500mの谷壁）では、三瓶火砕流堆積物を刻む谷を埋めた河成砂礫層（層厚約3m）とそれを被覆する土壌層（厚さ約30cm）の上に上山ベースサージ堆積物が堆積している。本堆積物と日影山溶岩との直接的層序関係は明らかでないが、後者の構成する女夫松台地上には本堆積物が見いだされず、小田ベースサージ堆積物が堆積している。また本堆積物は、後述のように小田ベースサージ堆積物及びその上に直接に整合に重なる小田火砕流堆積物によって不整合に被覆されている（例えば、小田付近）。したがって、本堆積物は三瓶下降火山灰層より新しく、日影山溶岩より古いと解される。

**岩相** 本堆積物は、一般に径数cm以下の白色軽石片及び石質破片（花崗岩などの基盤岩類及び古三瓶溶岩）並びにそれらの細粒物質で構成され、全体として淡黄白色を呈する。軽石片及び石質破片の最大粒径はそれぞれ約30cm及び約1.5mに達するが、径数cm以上の破片は極めて少ない。全体として細

粒であるため、淘汰が良い感じを受けるが、実際には種々の粒径の物質が混在しており、淘汰はそれほど良好ではない（第12表、第77図及び第78図）。また、三瓶火山起源のほかのベースサージ堆積物及び火砕流堆積物と比較すると、石質破片の含有量が極めて少ない。

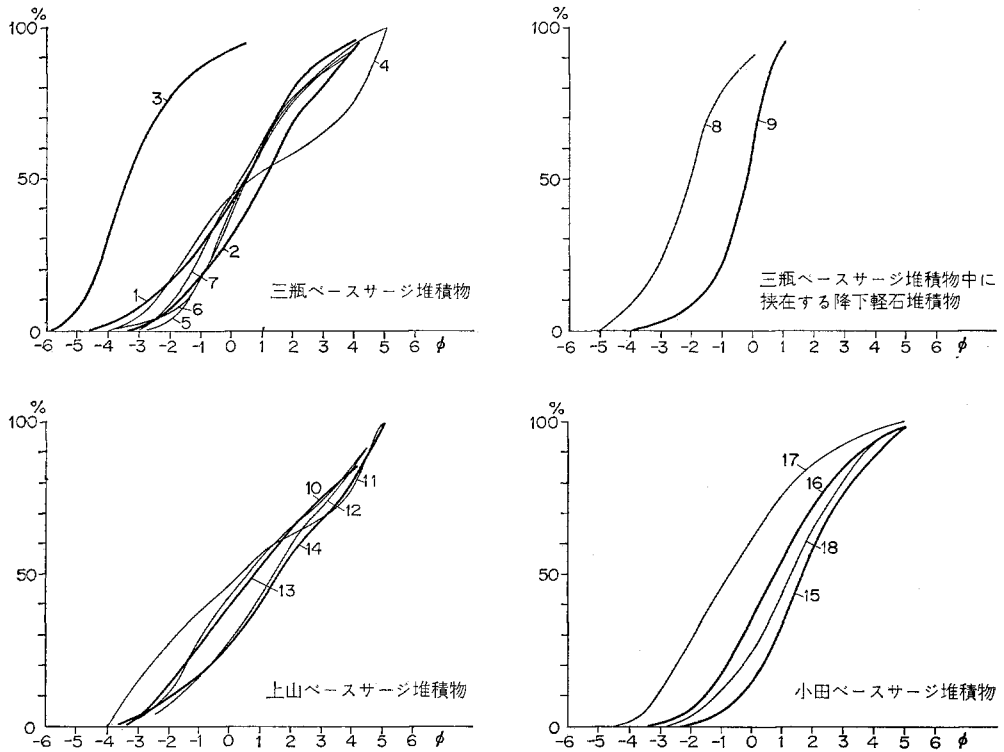
本堆積物は、おおざっぱな成層構造を持つが、成層構造を構成する単層の連続性は必ずしも良好ではなく、しばしば斜層理並びに三瓶山側を上流とするアンティデューン構造が認められる。また、火山灰が卓越する細粒の単層中には、しばしば多量の火山豆石が含まれている。

第12表 三瓶火山のベースサージ堆積物などの粒径分布

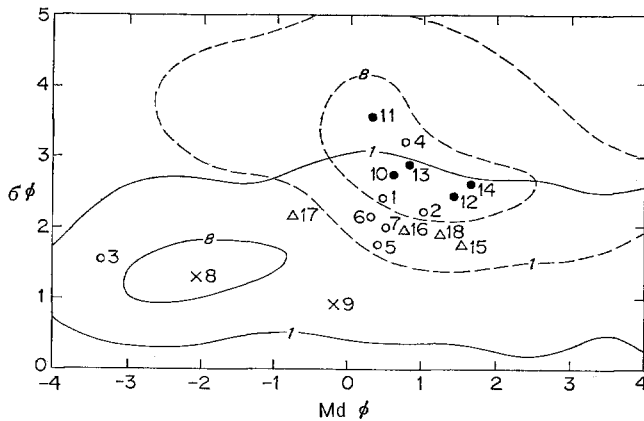
(重量%)

堆積物名		三瓶ベースサージ堆積物							三瓶ベースサージ堆積物中に存在する降下軽石堆積物	
試料番号		1	2	3	4	5	6	7	8	9
採取地		南東カルデラ壁	南東カルデラ壁	頓原町岡北方	頓原町岡北方	邑智町野間	邑智町野間	邑智町野間	邑智町千原	邑智町千原
粒 径 (φ)	<-6	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	-6~-5	0	0	6.29	0	0	0	0	0	0
	-5~-4	1.05	0	24.39	0	0	0	0	7.46	0
	-4~-3	6.47	1.67	28.84	3.99	3.22	0.72	0.23	14.87	2.62
	-3~-2	8.41	5.39	17.66	12.41	2.25	7.56	2.38	32.91	4.89
	-2~-1	11.42	10.52	9.52	14.86	11.42	17.65	15.58	24.57	14.82
	-1~0	14.20	14.49	5.72	12.85	22.42	18.68	21.75	10.73	39.57
	0~1	17.94	17.74	3.37	7.59	23.45	18.00	19.42	4.63	32.90
	1~2	16.29	19.23	1.89	6.98	17.62	14.64	16.13	2.32	3.17
	2~3	10.18	11.70	0.97	5.86	8.56	8.29	9.53	1.11	1.12
	3~4	8.93	13.26	0.82	11.40	6.69	7.30	8.48	0.76	0.59
	4~5	4.94	5.45	0.46	23.62	4.30	6.98	6.14	0.47	0.27
	5<	0.18	0.55	0.06	0.45	0.68	0.16	0.35	0.17	0.06
Mdφ		0.45	1.00	-3.35	0.75	0.40	0.30	0.50	-2.10	-0.20
σφ		2.40	2.20	1.55	3.20	1.73	2.15	2.00	1.30	0.90
堆積物名		上山ベースサージ堆積物						小田ベースサージ堆積物		
試料番号		10	11	12	13	14	15	16	17	18
採取地		三瓶町池田北方	頓原町角井	三瓶町研ヶ峠	頓原町秩木	三瓶町池田	三瓶町久部	三瓶町久部	三瓶町久部	三瓶町浮布池
粒 径 (φ)	<-6	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	-6~-5	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	-5~-4	0	0	0	0	0	0	0	1.61	0
	-4~-3	2.34	14.94	1.95	2.94	3.06	0.57	1.06	9.26	0.41
	-3~-2	7.77	11.95	4.83	11.01	5.58	0.78	3.89	18.01	3.34
	-2~-1	17.16	10.11	8.71	12.92	7.49	3.20	12.23	16.81	7.72
	-1~0	16.80	9.85	12.26	12.18	9.87	9.53	17.17	16.40	12.34
	0~1	10.14	9.78	14.29	13.48	14.15	19.74	20.40	14.05	19.27
	1~2	11.74	6.13	18.63	13.65	15.96	27.09	20.40	10.72	23.11
	2~3	8.55	5.25	12.24	8.99	10.52	16.68	10.82	5.85	15.28
	3~4	11.31	10.42	12.76	9.50	14.08	11.58	8.31	4.84	12.07
	4~5	13.49	21.23	11.98	11.93	19.00	10.23	5.55	2.32	5.02
	5<	0.69	0.35	2.34	3.40	0.29	0.60	0.19	0.13	1.45
Mdφ		0.60	0.30	1.40	0.80	1.65	1.55	0.75	-0.75	1.25
σφ		2.75	3.55	2.43	2.88	2.60	1.75	1.95	2.15	1.90

試料番号は第78図の番号に対応



第77図 三瓶火山のベースサージ堆積物などの累積粒径分布曲線 原資料は第12表

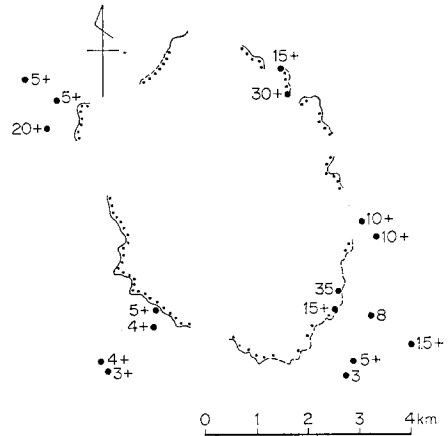


第78図 三瓶火山のベースサージ堆積物などの粒度特性— $Md\phi$  と  $\sigma\phi$  の関係  $Md\phi$  及び  $\sigma\phi$  のは INMAN (1952) の定義による。破線と実線はそれぞれ、WALKER (1971) による火砕流堆積物と降下火砕堆積物の値の密度等値線。  
 ○：三瓶ベースサージ堆積物 ●：上山ベースサージ堆積物 △：小田ベースサージ堆積物 ×：三瓶降下火山灰層 原資料は第12表で、図中の番号は第12表の試料番号と同じである



最大層厚は枅ヶ峠北方で約30m、また上山西方のカルデラ壁において約35mに達する(第79図)。

なお、本堆積物は、全体として基底地形に並行する成層構造が顕著で、かつ各単層の淘汰が比較的良いために、前述のように従来は降下軽石堆積物と解されてきたが、上述のような本堆積物の分布、粒度組成、堆積構造の諸特徴に基づき、本研究ではベースサージ堆積物であると解する。



第79図 上山ベースサージ堆積物の層厚分布 (単位m)

#### VI. 4. 2 日影山溶岩

**命名** 新称. 本溶岩は久野(1954)の古期溶岩, 小畑(1967)の日影山ラヴァードーム, 鈴木ほか(1968)の女夫松(日影山)溶岩, 松井・井上(1971)の日影山円頂丘溶岩に相当する。

**模式地** 日影山西側斜面奥の湯付近及び女夫松台地の台地崖, 特に久部付近。

**分布** 本溶岩は日影山及びその北方の718m峰, 孫三瓶山南麓部の台地状の高まり(高度550-650mの緩傾斜面を持つ), 更に女夫松台地を構成している。

**層序関係** 本溶岩と上山ベースサージとの直接的層序関係は明らかでないが, もし後者が新しければ堆積したであろう女夫松台地の台地面上にも後者が見いだされないので, 本溶岩が新しいと解する。本溶岩は女夫松付近において小田ベースサージ堆積物に被覆されている<sup>18)</sup>。

**岩相** 本溶岩は灰色または, 赤紫色で粗粒の角閃石黒雲母デイサイトであり, 肉眼的には三瓶円頂丘溶岩と識別できない。また, 露出が不十分なため, 本溶岩が1枚か複数枚かの判別も不可能である。もし, 1枚であるとすれば, その層厚は女夫松台地では約100m, 日影山では250m以上に達すると推定される。なお, 女夫松台地を構成する溶岩と日影山などの諸峰を構成する溶岩は同質であるが, 後述のように両者の地形の著しい相違並びに地形界及び水系の特徴からみて, 女夫松台地を構成する溶岩と日影山などを構成する溶岩は別のものであり, 前者が古いという可能性もある。

#### VI. 4. 3 小田ベースサージ堆積物

**命名** 新称

**模式地** 三瓶山西方の小田, 西南方の片腕の松から久部に至る道路沿いの切取法面。

**分布** 本堆積物は, 三瓶山西方の小田付近, 南方の久部北西方, 女夫松付近, カルデラ南方外側の石原付近に点的に露出しているにすぎず, その分布は三瓶カルデラ南西部とその外側の基盤山地内の相対的低所に限られている。本堆積物は, 露出地が小面積で, かつ小田火砕流堆積物の下位に分布しているので, 本地質図幅では後者と同一の記号で示している。

**層序関係** 本堆積物は上山ベースサージ堆積物を不整合に被覆し, 小田火砕流堆積物に整合に被覆さ

18) ただし, その露頭は道路改修のため失われている。

れる（模式地の小田）。また、女夫松では女夫松台地の上に堆積し、三瓶降下軽石堆積物に不整合に被覆されて本堆積物が露出していたが、その露頭は道路改修のため失われた。

**岩相** 本堆積物は、白色の粗粒角閃石黒雲母デイサイト質軽石片と石質破片（花崗岩などの基盤岩類、古三瓶溶岩、灰色及び赤紫色の粗粒角閃石黒雲母デイサイトなど）並びにそれらの細粒物質で構成され、全体として紫灰色ないし白色を呈する。軽石片及び粗粒デイサイト岩片は、最大粒径がそれぞれ約30cm及び約40cmであるが、一般には数cm以下で、堆積物は全体として細粒である。少量の火山豆石が含まれている場所もある。

本堆積物には、斜層理やアンティデューン構造が発達し、また径10cm以上の粗粒軽石片のインプリケーションが認められる（小田付近）。アンティデューン構造は比較的小型で、波高が15-21cm、波長が1-1.5m程度である。アンティデューン構造から本ベースサージの進行方向を推定すると、小田では北北東、久部では北東の方向からそれぞれ、本ベースサージが進行してきた（第68図）。

本堆積物の層厚は、小田では約3m、久部では3m以上（下限不明）、女夫松では4mである。

#### VI. 4. 4 小田火砕流堆積物

**命名** 新称。本堆積物は、小畑（1967）の浮布池軽石層の一部、鈴木ほか（1968）の浮布池軽石流堆積物の上部、松井・井上（1971）の浮布火砕流堆積物の上部にそれぞれほぼ相当する。

**模式地** 三瓶火山西方の小田付近及び浮布池南岸の自然及び人工露頭。

**分布** 三瓶火山南西方の小田付近と浮布池周辺の丘陵にまとまって分布するほかに、池田付近、女大松付近、柞ヶ峠北方、更に三瓶山南西方の湯抱（尻無川谷底部、カルデラ縁から約4.5km）、などにも小面積ながら点散的に分布している。このように、本堆積物は三瓶カルデラの内外に分布するという特徴を持つ。

**層序関係** 本堆積物は、小田ベースサージ堆積物を整合に被覆し、三瓶降下軽石に不整合に被覆されている。また、本堆積物中には厚さ約60cm以下の砂岩の岩脈が認められている（小田付近）。湯抱において、本堆積物中から採取した炭化木の<sup>14</sup>C年代は14,780±350y. B. P. (Gak-9949)であったが、松井・井上（1970）は本堆積物中の炭化木について16,000±400y. B. P. (Gak-2217)のC<sup>14</sup>年代を報告している。

**岩相** 本堆積物は白色の粗粒角閃石黒雲母デイサイト質軽石片と石質破片（花崗岩などの基盤岩類、古三瓶溶岩、灰色または赤紫色の粗粒角閃石黒雲母デイサイトなど）並びにそれらの細粒物質で構成され、全体として紫灰色ないし白色を呈し、淘汰が悪く、非溶結の火砕流堆積物である。しばしば、大まかな成層構造が発達し、幾つかのフローユニットに区別される。フローユニットのあるものは、全体として粗粒（最大径は軽石片で約20cm、石質破片で約40cm）で、少量の細粒物質を含むにすぎず、いわゆるFDI (Fines-depleted ignimbrite, WALKER and WILSON, 1980)に類似の岩相を示す。

本堆積物の層厚は、小田付近では約20m、湯抱では4m以上、柞ヶ峠で約4mである。

以上のように、本堆積物は、下位の小田ベースサージ堆積物と構成物質、色調、分布の諸点で類似しているが、堆積構造において異なっている。また三瓶火砕流堆積物とは岩相的に一見類似しているけれども、本堆積物は多量の粗粒角閃石黒雲母デイサイト岩片を含んでいるので、それを含まない三瓶火砕

流堆積物と容易に区別される。

## VI. 5 三瓶火山第3期噴出物

### VI. 5. 1 三瓶降下軽石堆積物

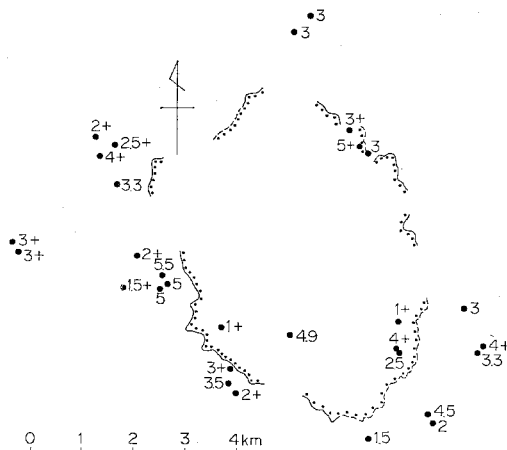
**命名** 新称. これは鈴木ほか(1968)の三瓶橙色降下軽石層と同一の堆積物であり, 松井・井上(1971)の浮布降下軽石及び浮布降下火山灰に相当する。

**模式地** 浮布池南岸の旧砂取場, 女夫松付近道路切取法面, 東麓角井峠付近の土取場など。

**分布** 三瓶カルデラ内では, 女夫松台地及び片腕の松南方の小田ベースサージ堆積物で構成される丘陵を被覆して分布するにすぎないが, カルデラ壁及びその外側の火砕流丘陵や基盤山地の緩傾斜地を被覆して広範囲に分布している。更に, 松井・井上(1970)によれば, 本堆積物は三瓶山の東南東方に, 本地域をはるかに越えて, 広島県北部, 岡山県にまで分布し, 中国地方中部・東部におけるテフロクロノロジー上の重要な鍵層になっている。しかし, 三瓶山の北方, 西方, 南方では三瓶山中心から約5km以内の狭い範囲に分布が限定されている。

**層序関係** 本堆積物は, 下位の小田火砕流堆積物の作る火砕流丘陵の谷壁斜面に堆積しており, 同火砕流堆積物より以前の噴出物を著しい不整合で被覆し, ほぼ現在の地形に並行して堆積している。また, 本堆積物は各所で三瓶火山第4期噴出物に不整合に被覆されている。多根火砕流堆積物, 北の原溶岩流及び三瓶円頂丘溶岩との直接的関係は不明であるが, これらの噴出物の分布範囲を囲む外側の地域に本堆積物が分布しているにもかかわらず, 上記3種の噴出物の上には堆積していないので, 本堆積物の方が古いものと解される。なお, 本堆積物噴出の絶対年代を示す資料はまだない。

**岩相** 本堆積物は, その主体をなすオレンジ色に風化した粗粒(最大径35cm)の降下軽石層と, これに互層及び整合に重なる降下火山礫及び降下火山灰を一括したものである。本堆積物は, オレンジ色に風化した軽石片が主体を占めるという岩相上の特徴から, 三瓶山近傍における粗粒相は「バフン軽石」と俗称され, 遠方に分布する細粒相は「キビツチ」と俗称されている(松井・井上, 1971)。本堆積物は三瓶カルデラ縁近傍では最大層厚5.5m内外に達し(第80図), 多くのフォールユニットが認められる。しかし, フォールユニットの数, 粒度組成, 層厚の地域的变化は著しく, 本図幅地域内では必ずしも規則的な変化傾向は見いだされない。本堆積物中には, 花崗岩やアプライトなどの基盤岩類及び粗粒デイサイトの破片が多量に含まれ, また少量の古三瓶溶岩破片も含まれている。なお, 本堆積物より新しい三瓶火山噴出物中には, 基盤岩類及び古三瓶溶岩の破



第80図 三瓶降下軽石堆積物の層厚分布 (単位m)

片が全く含まれていないという点で本堆積物は1つの特徴を持っている

### VI. 5. 2 多根火砕流堆積物

**命名** 鈴木ほか(1968).

**模式地** 三瓶山北方の上多根及び下多根付近(北隣「石見大田」地域)の河岸段丘崖.

**分布** 本堆積物は、三瓶山北方の多根・立石付近から西流する三瓶川及び北東流する伊佐川の各上流部の谷底沿いに分布するが、本地域内では立石付近のみの小範囲に分布している。三瓶川沿いでは、特に上多根から下多根に至る約2.5kmの区間で河岸段丘を構成している。しかし、段丘面の大部分は多根火砕流の堆積面ではなく、火砕流堆積物の開析過程で生じた河成段丘面で、厚さ数mの成層した河成段丘礫層で構成されている。

**層序関係** 本堆積物は三瓶降下軽石堆積物の分布範囲内に存在するが、これに被覆されていないので、これより新しいと解される。北の原溶岩流との直接的層序関係は不明であるが、本堆積物の構成する三瓶川及び伊佐川の谷底部を被覆するように北の原溶岩流の末端部が急斜面を作っており、また多根火砕流堆積物の分布範囲と三瓶カルデラ中央部との間に北の原溶岩流が溶岩流台地を形成して広く分布しているという地形及び分布上の特徴から、多根火砕流堆積物が北の原溶岩流より古いものと解する。多根火砕流噴出の絶対年代を示す資料はまだない。

**岩相** 本堆積物は、径1m以下の粗粒デイサイトの岩片及びそれと同質の細粒物質で構成され、灰色ないし紫灰色で非溶結の火砕流堆積物である。岩片はほとんど発泡しておらず、三瓶火山起源の火砕流堆積物の中では最も発泡が悪い。最大層厚は20数mであり、幾つかのフローユニットに区分される。しかし、本堆積物は発泡が悪いため、岩相はいわゆる土石流堆積物に酷似している部分も多く、個々の露頭では火砕流と土石流のいずれの堆積物であるかの判定が困難な場合もある。したがって、土石流堆積物が挟在している可能性もある。

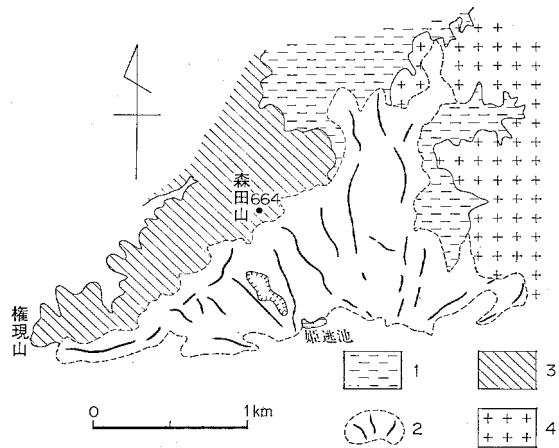
### VI. 5. 3 北の原溶岩流

**命名** 新称。これは鈴木ほか(1968)の長者原凝灰角礫岩層に相当し、松井・井上(1971)の長者原火砕流の一部である。

**模式地** 三瓶山北麓の「指書の名号」から姫逃池西方に至る三瓶山高原道路及びこれから分かれて立石に至る道路の切取法面。

**分布と地形** 男三瓶山の北方、天上ヶ原の北麓から、北方へは立石まで、北西方では森田山の南東麓、西方では森田山から南西へ権現山に至る尾根に沿って分布する。本溶岩流の北東縁は比高10-60mの急崖で、この側端急崖と基盤山地の間に、この急崖によって閉塞された徳原及び大水原の2つの盆地がある。北方では徳原の北で、本溶岩流が花崗岩からなる基盤山地の上のり、また多根火砕流堆積物からなる三瓶川と伊佐川の谷底部に舌状の高まりを作って接している。西方では森田山から南西に延びる尾根を構成し、更にこの尾根の西側の森田山溶岩からなる斜面を刻む複数の谷の谷頭部に垂れ下がるように分布する。つまり、本溶岩流の構成する地形は全体としては台地状である。その台地の上面には、直線状に延びる多数の尾根、谷及び凹地があって、比高5-25mに及ぶしわ模様を示す(第81図)。

**層序関係** 本溶岩流は三瓶降下軽石層の分布範囲内にあるが、それに被覆されていない。また、前述のように地形及び分布上の特徴からみて、多根火砕流堆積物より本溶岩流が新しいと解される。三瓶円頂丘溶岩との直接的層序関係は不明である。しかし、第81図のしわ模様の分布パターンから見て、本溶岩流の流出源がその分布範囲の南方、すなわち天上ヶ原付近と推定されるのに対し、天上ヶ原北麓にも、天上ヶ原自体にも、更には男三瓶山北側斜面にも、もし三瓶円頂丘溶岩の方が古ければ存在するであろう噴出口の地形、例えば凹地や馬蹄形の谷などが見いだされない。また、天上ヶ原を北の原溶岩流の噴出口における高まり（溶岩円頂丘）と仮定しても、天上ヶ原の北斜面と北の原溶岩流上面との傾斜変換が著しすぎる。以上の形態的特徴からみて、ここでは北の原溶岩流が三瓶円頂丘溶岩よりも古いと解しておく。



第81図 北の原溶岩流の表面の尾根の分布 1: 沖積地 2: 北の原溶岩流 (太線は尾根, 陥凹曲線は凹地を示す) 3: 古三瓶期噴出物のつくる山地 4: 北の原溶岩流の基盤山地

天上ヶ原を北の原溶岩流の噴出口における高まり（溶岩円頂丘）と仮定しても、天上ヶ原の北斜面と北の原溶岩流上面との傾斜変換が著しすぎる。以上の形態的特徴からみて、ここでは北の原溶岩流が三瓶円頂丘溶岩よりも古いと解しておく。

**岩相** 本溶岩流は、地表では、径1.5m以下の、発泡していない岩塊とその細粒物質で構成される無層理・無淘汰の凝灰角礫岩ないし火山角礫岩として露出しているのみである。岩塊はいずれも紫灰色ないし灰色の粗粒角閃黒雲母デイサイト質である。そのため、本溶岩流はかつて、長者原凝灰角礫岩層と呼ばれたり（鈴木ほか, 1968）、長者原火砕流と呼ばれたりした（松井・井上, 1971）。しかし、上述の地形的特徴、特に表面の比高の大きなしわ模様と最大比高60mに達する末端急崖の存在からみて、本溶岩流はその表層部に厚い流動角礫を伴った高粘性の塊状溶岩流であると解される。

#### VI. 5. 4 三瓶円頂丘溶岩

**命名** 鈴木ほか（1968）。本溶岩は久野（1954）の新期溶岩円頂丘（群）にほぼ相当する。

**模式地** 男三瓶山南東斜面を刻む大沢の谷底及び谷壁。

**分布** 本溶岩は、三瓶山の主体をなす男三瓶山・女三瓶山・孫三瓶山・子三瓶山及びこれらの間の、太平山以外の山稜すなわち981m峰（男三瓶山東方）、兜山（920m峰、女三瓶山と981m峰の間）、880m峰（男三瓶山と子三瓶山の間）、更に太平山内側斜面の傾斜遷急線（高度約750m）以低の部分、それに上記諸峰の外側山麓部の机の脊、天上ヶ原、論田などの台地状の高まりを構成して、三瓶カルデラの中央部に広く分布している。

**層序関係** 本溶岩は三瓶降下軽石層の分布範囲内にあるが、男三瓶山の頂部平坦面を含めて、本溶岩の上に三瓶降下軽石層はどこにもものっていない。北の原溶岩流との直接的層序関係は明らかでないが、前述のように地形的特徴から三瓶円頂丘溶岩が新しいと解する。本溶岩と太平山火砕流堆積物との直接的層序関係は明らかでないが、後者と互層する太平山降下火砕堆積物が男三瓶山の頂部平坦面をはじめ、

本溶岩の構成する緩傾斜面及び太平山内側斜面で本溶岩を被覆している。したがって、本溶岩は太平山火砕流堆積物より古いと解される。

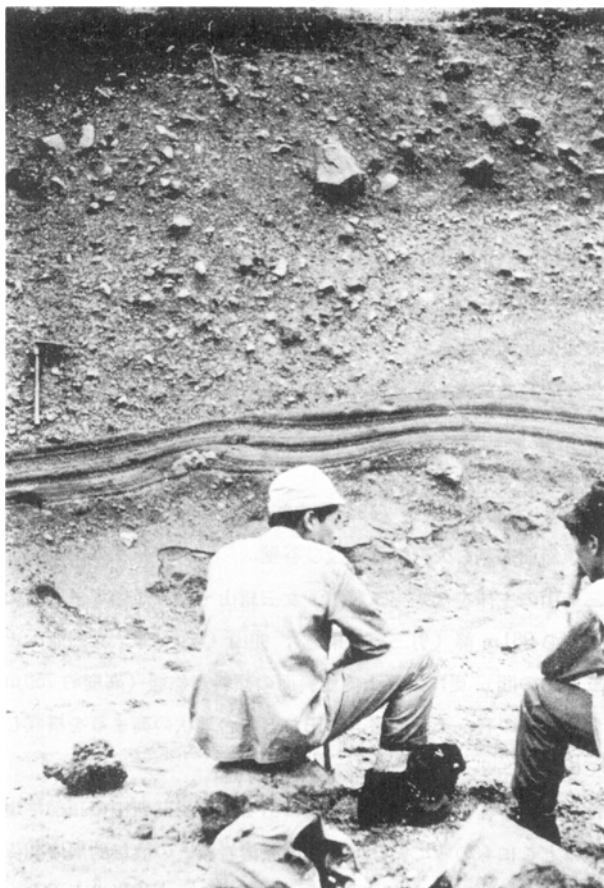
**岩相** 本溶岩は、すべて同質で、粗粒の角閃石黒雲母デイサイトであり、流理構造は全く認められない。斑晶は径5mm以下と粗粒で、角閃石・黒雲母・石英・斜長石などが肉眼的にも容易に識別される。本溶岩は発泡が悪く、大部分特に表層部は酸化によって赤紫色を呈するが、深部、例えば男三瓶山東南斜面の大沢谷壁や兜山などでは灰色を呈する。

本溶岩の厚さは、男三瓶山の比高からみて、最大600m以上に達すると推定される。

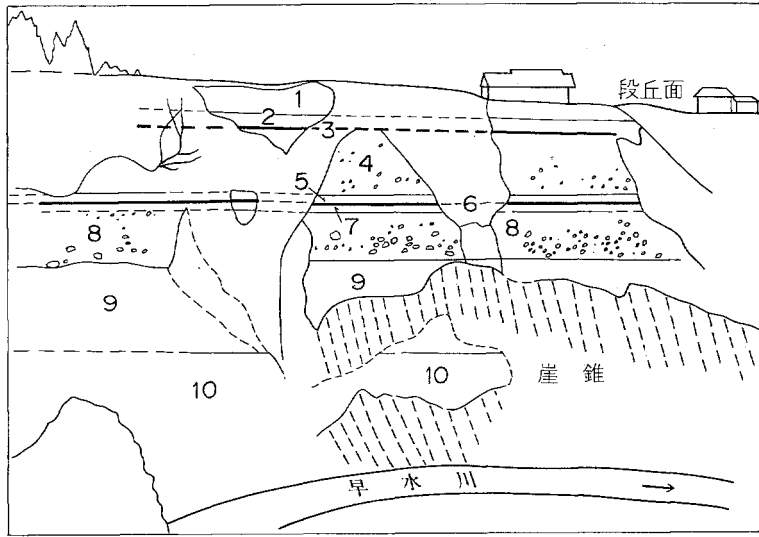
## VI. 6 三瓶火山第4期噴出物

### VI. 6. 1 太平山火砕流堆積物

**命名** 新称。本堆積物は鈴木ほか（1968）の久部・伊比・角井・早水川・志学の各火砕流堆積物の総称である。



第82図 太平山火砕流堆積物の上位群とそれに挟在する太平山降下火砕堆積物（三瓶山東方の秩木）



第83図 早水川中流の長原における太平山火砕流堆積物の産状 (同堆積物の構成する火山成河岸段丘の段丘崖)

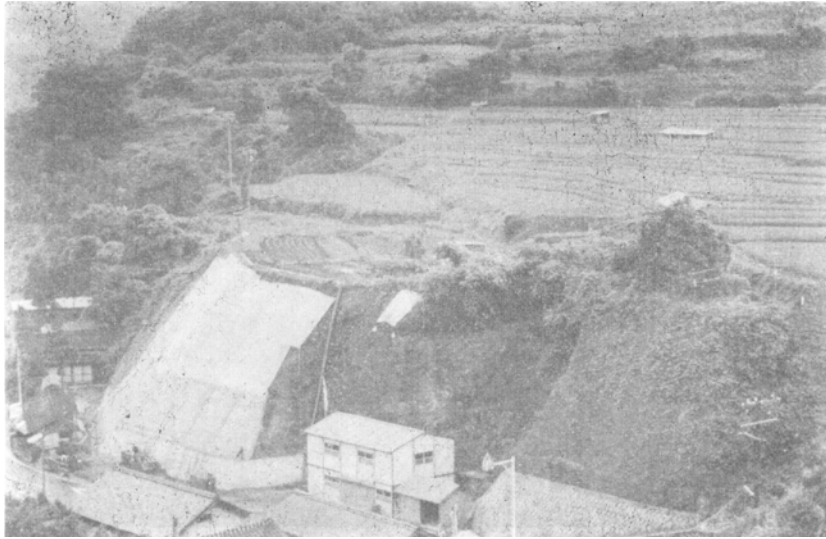
1, 2, 4 及び 5: 太平山火砕流堆積物の上位群 (総厚約 7m) いずれも、灰色または白色の発泡した粗粒デイサイトの岩片 (パン皮状火山弾) を多量に含み、少量の赤紫色または灰色で非発泡の粗粒デイサイト (三瓶円頂丘岩に類似) の岩片を含む。1と4が粗粒、2と5が細粒で、岩片の大きさは1で 30cm 以下、2で 8cm 以下、4で 40cm 以下、5で 5cm 以下である。

3 及び 6: 太平山降下火砕堆積物 (層厚は3が約 30m, 6が約 25cm), とともに、紫灰色または褐色の細粒—粗粒火山灰層と火山礫層の互層であり、単層厚は 1-11cm である。

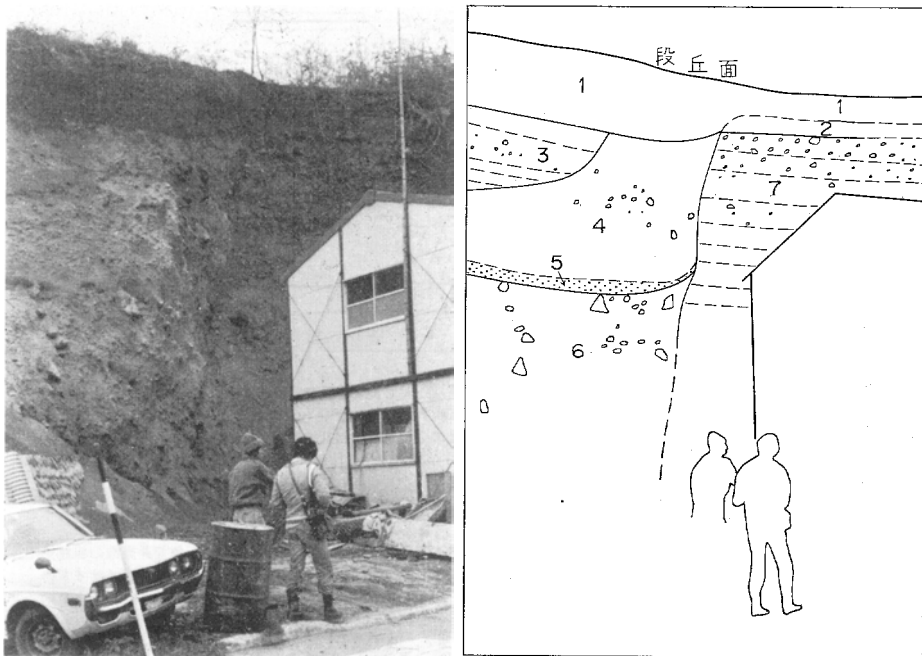
7, 8 及び 9: 太平山火砕流堆積物の下位群 (総厚約 17m) いずれも、赤紫色または灰色で非発泡の粗粒デイサイト (三瓶円頂丘岩に類似) の岩片を多量に含むが、少量の灰色または白色の発泡した粗粒デイサイトの岩片 (パン皮状火山弾) も含む。岩片の大きさは、7で約 30cm 以下、8 及び 9で約 1m 以下である。7と9の岩片は一般に角ばっているが、8の岩片には角のとれたものが多い。

10: 旧河床堆積物 (層厚約 7.5m) 円礫層と砂層の互層で、良く成層しているが、斜層理も見られる。円礫は径 80cm 以下で、主として灰色または赤紫色で非発泡の粗粒デイサイト礫であるが、少量のアブライト礫もある。上位の 9との境界は明瞭である。

以上の 1-10 は整合関係にある。

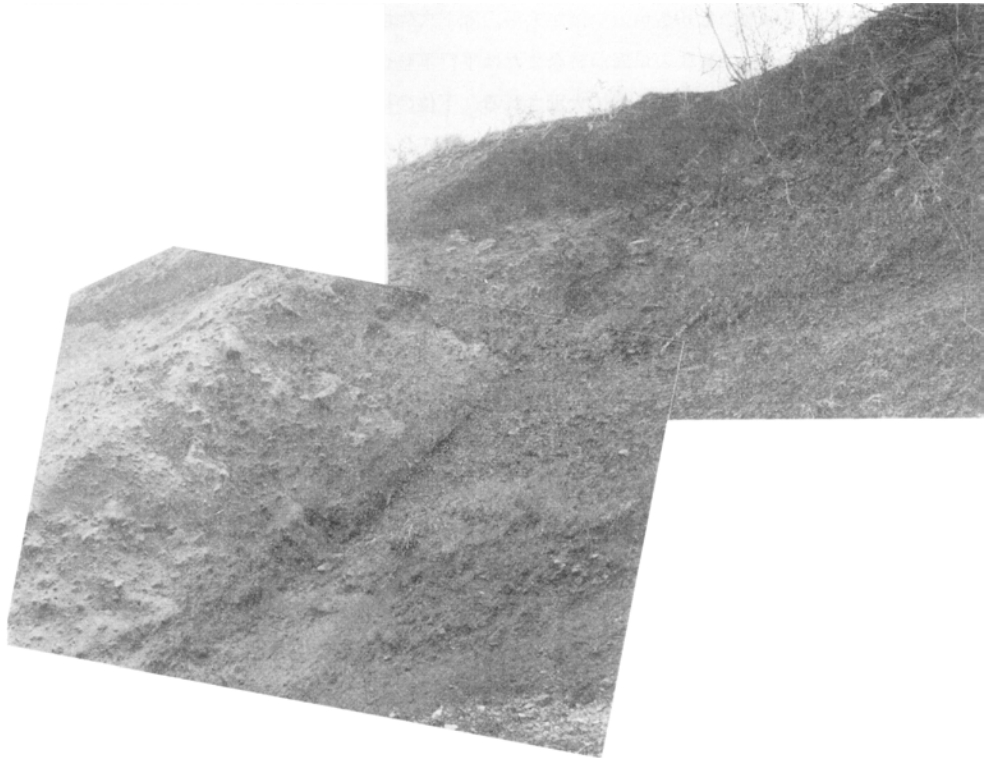


第84図 早水川下流左岸において河成上位段丘堆積物にアバットする太平山火砕流堆積物の産状 (三江線粕瀬駅東方)  
 a 露頭と周辺の地形等との関係を示す写真 (昭和55年7月撮影)



b アバット状の接触関係を示す写真及びスケッチ (昭和57年3月撮影)  
 1: 黒色土壌層 2: 褐色火山灰層 3: 太平山火砕流堆積物の再堆積層 4, 5及び6: 太平山火砕流堆積物 (5は4の基底の細位火山灰質部でground surgeな部分, 4と6とは別のブローユニット) 7: 河成上位段丘堆積物





c 露頭上部のクローズアップ写真 (昭和57年3月撮影)

**模式地** 三瓶カルデラ南東部の火口原を刻む谷及びその下流のカルデラ外の谷壁，特に段丘崖，例えば早水川沿いの長原付近で広く観察される。

**分布** 三瓶カルデラ内の火口原末端部，特に東の原北部，志学付近，久部付近，池田付近などのほかに，カルデラ外に流出する伊比谷・角井川・早水川，更に西部の静間川（池田付近），三瓶川上流（小屋原）などの谷底に沿って火山成河岸段丘（鈴木，1969）を構成している。早水川では，カルデラから約5km離れた江川への合流点付近にまで分布する。

**層序関係** 本堆積物は太平洋山下火砕堆積物と互層し（第82図），後者の末期の堆積物及び沖積錐・崖錐堆積物に被覆され，三瓶火山第3期以前の噴出物を不整合に被覆する。三瓶円頂丘溶岩との直接的層序関係は不明であるが，後者を被覆する太平洋山下火砕堆積物と互層しているので，円頂丘溶岩より新期のものと解する。松井・井上（1970）によると，早水川沿岸長原で本堆積物中から採取した炭化木の<sup>14</sup>C年代（Gak-2219）は4,480±110y. B. P. である。

**岩相** 本堆積物は，径約1.5m以下の灰色・白色・赤紫色の粗粒ダイサイト塊及びその細粒物質で構成され，非溶結である。灰色及び白色の岩片は一般に径30cm以下で，発泡したものが多く，角がとれて亜角礫の形状を持つ。特に白色岩片は著しく発泡して軽石であることが多い。また，灰色岩片の外殻はパン皮状に割れており，パン皮状火山弾となっているものもある。一方，赤紫色岩片は発泡しておらず，肉眼的には日影山溶岩及び三瓶円頂丘溶岩と全く識別できない。

本堆積物は層厚約1mないし10数mの単層が太平山降下火砕堆積物あるいは河成堆積物または土石流堆積物などと互層しており、数枚の単層が整合または平行不整合に累積し、全層厚は最大約30mに達する。これらの単層群は上位と下位の2群に大別される。下位の単層群は灰色・白色岩片とともに多量の赤紫色岩片を含んでいる。一方、上位の単層群は主として灰色及び白色岩片とそれらの細粒物質で構成され、赤紫色岩片は含まれていない場合が多く、含まれていても少量である。そのため、段丘崖などで本堆積物を観察すると、全体として上位群が灰白色ないし灰色であるのに対し、下位群は暗灰色ないし赤紫色を呈し、両者の識別は比較的容易である。

以下、三瓶火山の北東部から時計まわりに本堆積物の特徴を地区別に記述する。

角井川流域では、角井川本流、支流の伊比谷、更に角井川と神戸川合流点から約400mほど神戸川上流にさかのぼった左岸に本堆積物が分布し、段丘面の残存の良好な河岸段丘を構成している。角井川本流沿いの万場及び中廻<sup>なかまわり</sup>付近では、上位群が分布し、その最大層厚は10m以上である。堆積面上に層厚数mの太平山降下火砕堆積物が被覆し、その中にはパイロクラスチックサージ堆積物も局所的に見られる。伊比谷では、層厚数10cm以下の火山灰層や火山礫層を挟んで、上位群と下位群が堆積している。上位群にはパン皮状岩片が多量に含まれるのに対し、下位群には径1m内外の赤紫色岩片が多量に含まれている。神戸川左岸では下位群が河岸段丘を構成している。これは角井川に沿って流下した下位群が神戸川合流点に達し、その下流はもとより上流にもさかのぼって堆積したことを示す。

志学付近では、三瓶カルデラ南東部の火口原を埋積して、上位群の堆積物が広く分布しており、一部はカルデラ壁を刻む谷の谷底堆積物及び日影山を刻む谷から供給された沖積錐堆積物に被覆されている。本地区にも、下位群が広く分布していると考えられるが、早水川上流の谷が浅いため、地表に露出していないのであろう。

早水川流域では、久部付近及び長原付近の河岸段丘崖で下位群と上位群がほぼ水平に堆積している状態が良く観察される(第83図)。下位群は久部及び長原付近でそれぞれ10m内外及び20m以上の層厚を持つ。最大径1mに達する灰色岩片及び赤紫色岩片が多量に含まれ、堆積物は全体として灰色ないし紫灰色を呈する。久部では、堆積物最上部の厚さ2-3mの範囲に、“吹き抜けパイプ構造”が認められる。パイプ構造の部分は細粒物質を欠くため、空隙に富む。また、パイプ構造を構成する粗粒岩片の表面がマンガンや褐鉄鉱で覆われ、パイプ構造が全体として黒褐色ないし褐色を呈する場合もある。一方、上位群は径10cm以下の灰色岩片・パン皮状岩片・軽石片並びにそれらの細粒物質で構成され、全体として灰色を呈する。層厚は久部で約3m、長原で約7mである。上位群の基底部の厚さ20-30cmの部分は火山灰質の細粒物質で構成され、成層し、一部に斜層理も認められる。この部分は上位群の火砕流に先行した ground surge 堆積物であろう。

早水川と江川の合流点付近、粕淵駅東方の給食センターののる河成上位段丘面の段丘崖では、河成段丘堆積物にアバットして、太平山火砕流堆積物が堆積し(第84図a, b, c)、河成段丘面とほぼ同高度の火山成河岸段丘面を構成している。

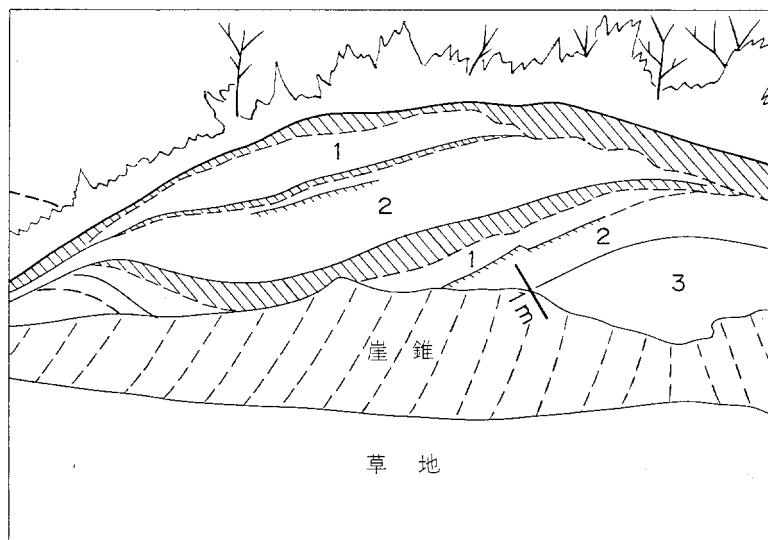
北西部の小屋原付近では、茶臼山と権現山間の谷口から小屋原温泉に向かって尾根状に本堆積物が分布し、掘越及び水滝の支谷をせき止めてそれぞれに支谷底積低地を形成し、更に小屋原温泉下流約400m左岸の小支流の谷底にもさかのぼって堆積している。小屋原温泉付近では本堆積物が下刻されて、

火山成河岸段丘面を形成している。本地区では、径1m以下の灰色岩片及びその細粒物質が多いが、赤紫色岩片も含まれている。

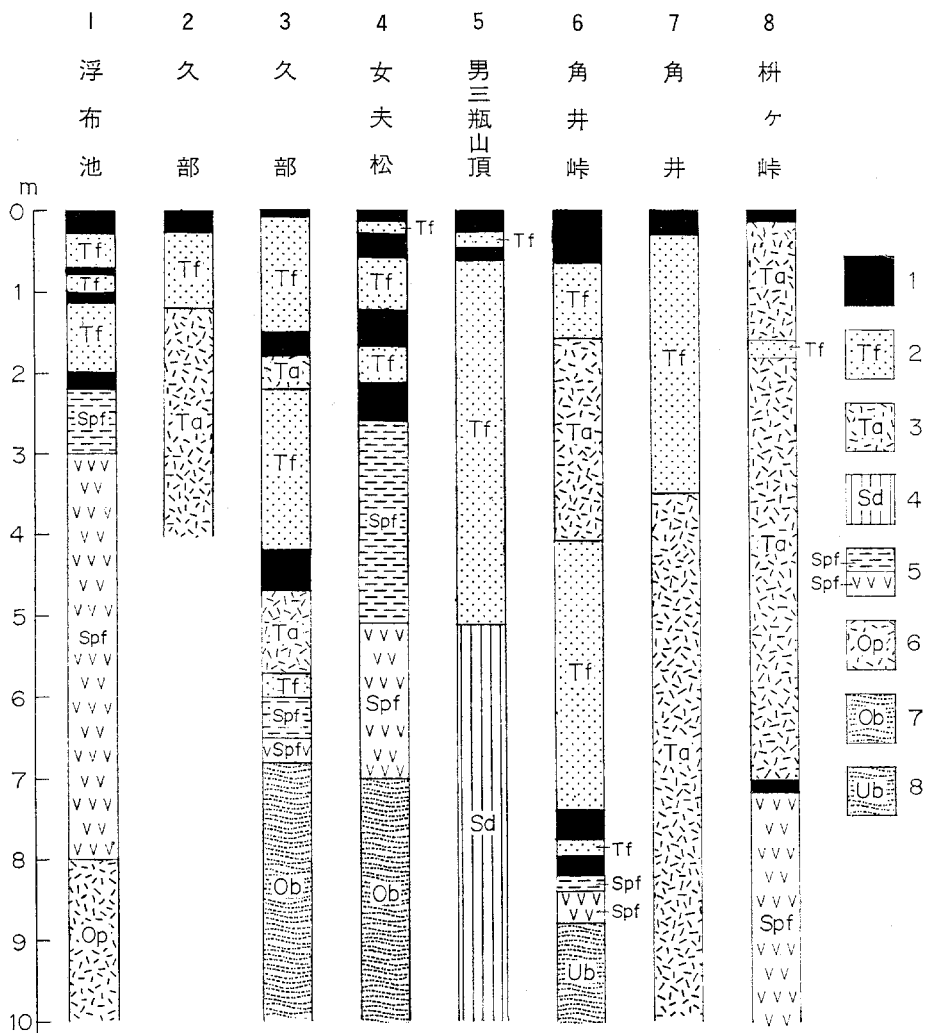
### VI. 6. 2 太平山降下火砕堆積物

**命名** 鈴木ほか(1968)。本堆積物は松井・井上(1971)の太平山降下火山灰及び最新降下火山灰を包含している。

**模式地** 太平山の北端、東の原スキーリフト上駅から室内火口壁に至る道路の切取法面並びに東の原東端の角井峠の切通し法面。



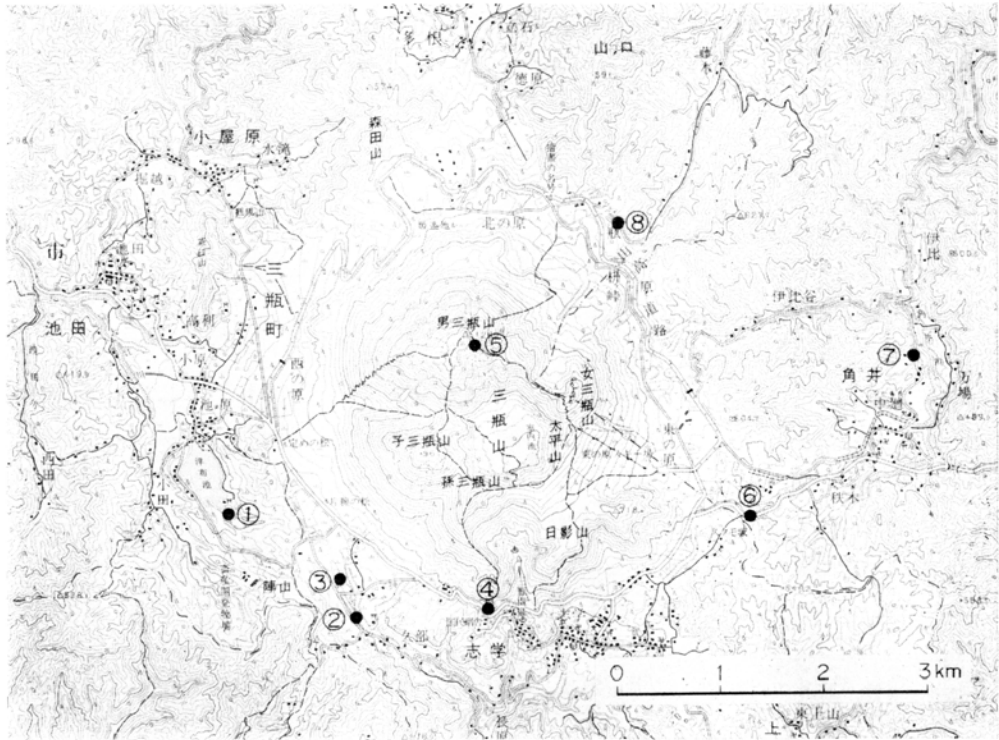
第85図 太平山降下火砕堆積物(1)、三瓶降下軽石堆積物(2)、及び小田ベースサージ堆積物(3)の産状 (三瓶山南西麓の久部北西方) 斜線部は黒色土壌層



第86図 太平山降下火砕堆積物とほかの噴出物との関係を示す代表的な露頭の柱状図 露頭の位置は第87図を参照  
 1: 土壌及び古土壌 2: 太平山降下火砕堆積物 (一部に二次的水成堆積物またはサージ堆積物を挟む) 3: 太平山火砕流堆積物 4: 三瓶山頂丘溶岩 5: 三瓶山下軽石堆積物 (細粒軽石・火山灰質/粗粒軽石質) 6: 小田火砕流堆積物 7: 小田ベースサージ堆積物 8: 上山ベースサージ堆積物

**分布** 太平山碎屑丘を構成しているほか、三瓶山の北西方を除く三瓶カルデラ内外に広く分布している。しかし、地質図には、太平山碎屑丘、男三瓶山や日影山などの山頂平坦面・奥の湯火口壁北部・東の原のスクモ塚及び東の原スキーリフト下駅の北東方の小丘 (標高550-580m, 成因不明) に限って、本堆積物の分布が示されている。

**層序関係** 本堆積物の下部は太平山火砕流堆積物中、特にその上位群と下位群の間に挟在するほか、上位群の堆積面を厚く被覆している。また、男三瓶山などの円頂丘頂部の平坦面や緩傾斜面に堆積して、円頂丘溶岩を被覆している。本堆積物中には少なくとも4枚の黒色土壌層が挟在している (第85図, 第86図)。松井・井上 (1970) によると、三瓶山東麓の角井秩木におけるこれら土壌層の<sup>14</sup>C年代は



第87図 代表的な露頭柱状図(第86図)の露頭位置図 番号は第86図の番号と同じである(国土地理院発行5万分の1地形図「三瓶山」を使用)

4,910±120y. B. P. (Gak-2218) 及び3,680±90y. B. P. (Gak-588) である(第11表)。本堆積物は沖積錐及び崖錐堆積物の中に挟在したり、それらに被覆されていたりする。

**岩相** 本堆積物は、火山灰層、火山礫層、火山灰・火山礫・火山岩塊などの混合層など、種々の粒度組成を持つ多くの単層(フォール ユニット)で構成されている。岩片は三瓶円頂丘溶岩と同質の赤紫色・灰色デイサイトのほか、白色軽石質デイサイトも少なくない。各単層は灰色ないし紫灰色を呈するものが多いが、黄土色・黄一赤褐色・黄灰色あるいは褐色を呈するものもある。各単層はしばしば級化層を示すが、まれに逆級化層を示すものもある。

単層の厚さは1cmから40cm程度まで多様である。太平山山頂の模式地(スキリフト上駅付近)では、40枚以上の単層が傾斜約30度で成層している。本堆積物の最大層厚は、太平山内側斜面、つまり室内火口壁における傾斜遷急線と太平山の山稜との比高からみて、約90mと推定される。なお、男三瓶山の山頂平坦面における本堆積物の最大層厚は約5mである(第86図)。

本堆積物には、その分布全域に及ぶ有効な鍵層が見いだされないため、堆積物全体を詳細に対比・区分することは困難である。そこで、第86図には本堆積物とほかの噴出物及び挟在土壌層との関係を示す幾つかの代表的地点(第87図)における柱状図を示すにとどめる。

## VI. 7 三瓶火山の形成史

本章の前節までに述べた三瓶火山噴出物の諸特徴を基礎とし、それらの構成する地形を考慮して、三瓶火山の形成史を編むと以下ようになる。ただし、冗長を避けるため、以下には第65図に総括した形成史の主要な事柄、特に従来の研究で意見の分かれていた事柄を重点的に述べることにする。

### 古三瓶火山

カルデラ形成以前に現在の三瓶山の位置に小規模の火山体があった。これらは第四紀の初め頃に噴出したものらしく、その一部と思われる森田山溶岩は、既に火山の原形を全く失っているし、古期火山灰層に伴う腐植の花粉分析からも、それが都野津層群のそれよりも新しいだろうと言える程度である。カルデラ形成期の火砕堆積物中に多く含まれている岩質の様なデイサイト角礫も、古三瓶火山の存在を暗示している。

以上のことから、三瓶ベースサージ堆積物の噴出以前に、現在の三瓶山付近に森田山溶岩、古期火山灰層、ベースサージ堆積物中に含まれている流紋岩角礫などで構成された小型（三瓶カルデラより小さな底径の）成層火山あるいは単成火山群が存在していた可能性が強い。それをここでは古三瓶火山と呼ぶことにするが、その性状の詳細は明らかでない。

### 三瓶カルデラの形成

三瓶ベースサージ堆積物、三瓶火砕流堆積物及び三瓶降下火山灰層は、前述のように、この順序で噴出し、整合に重なり、構成物質及び分布がほぼ一致している。したがって、これらは、互いに時間間隙をほとんど置かず相次いで起った一連の噴火活動の産物であると考えられる。3種の堆積物の岩相と産状は三瓶カルデラ近傍と遠隔地では異なっており、それを模式的に示すと第88図ようになる。すなわち、3種の堆積物は遠方に至るほど、各層厚が減少するとともに、岩相も変化する。特にベースサージ堆積物は斜層理やアンティデューン構造が遠方に至るほど不明瞭になる。また、三瓶ベースサージ到達範囲外の遠隔地では、三瓶カルデラ近傍においてベースサージ堆積物に挟んでいる降下軽石堆積物のみが、三瓶火砕流堆積物の下位に堆積している場所もある（例、千原付近）。

以上の一般的特徴並びに3種の堆積物がほぼ垂直に近い露頭で重なって見られること及び火砕流堆積物に比べて下位のベースサージ堆積物と上位の降下火山灰層の分布面積・層厚が著しく小さいことを考慮して、本地質図では3種の堆積物を同一の凡例で示している。

これら3種の堆積物は、その原堆積地形が浸食によってほとんどすべて失われているため、その噴出時の総体積を推定することは極めて困難である。しかし、現在残っている堆積物の分布範囲は半径約15 kmに及ぶので、ほかの火山における同種の軽石質火砕流堆積物の分布範囲や総量と比較すると、三瓶火山における上記3種の堆積物の総量は数10km<sup>3</sup>に達するものと推定される。

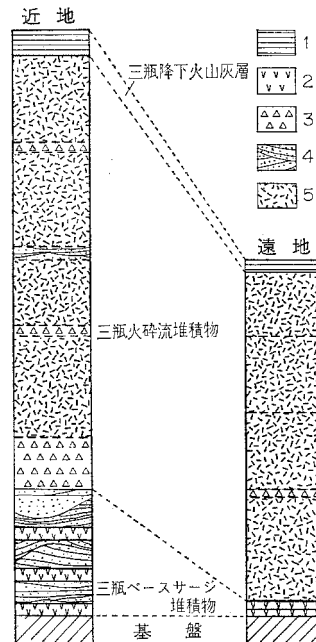
3種の堆積物を噴出した一連の噴火活動の後に、直径約4km程度のクレーターレーク型カルデラが生じたと考えられる。このカルデラが後の浸食によって拡大し、現在の三瓶カルデラになった。三瓶カルデラについては、久野（1954）が最初にその存在を認めたが、その論拠は示されていない。また、山口（1955, 1963）及び小畑（1967）はカルデラを認定していない。これに対し、田原ほか（1968）及び松井・井上（1971）はカルデラが存在を認め、特に後者は陥没カルデラの範囲を久野（1954）とは異なった位置に推定し、図示したが、その論拠は必ずしも明確ではない。そこで、以下には鈴木ほか

(1968)及び本研究の成果に基づき、三瓶カルデラの形成を考える論拠を列記する。

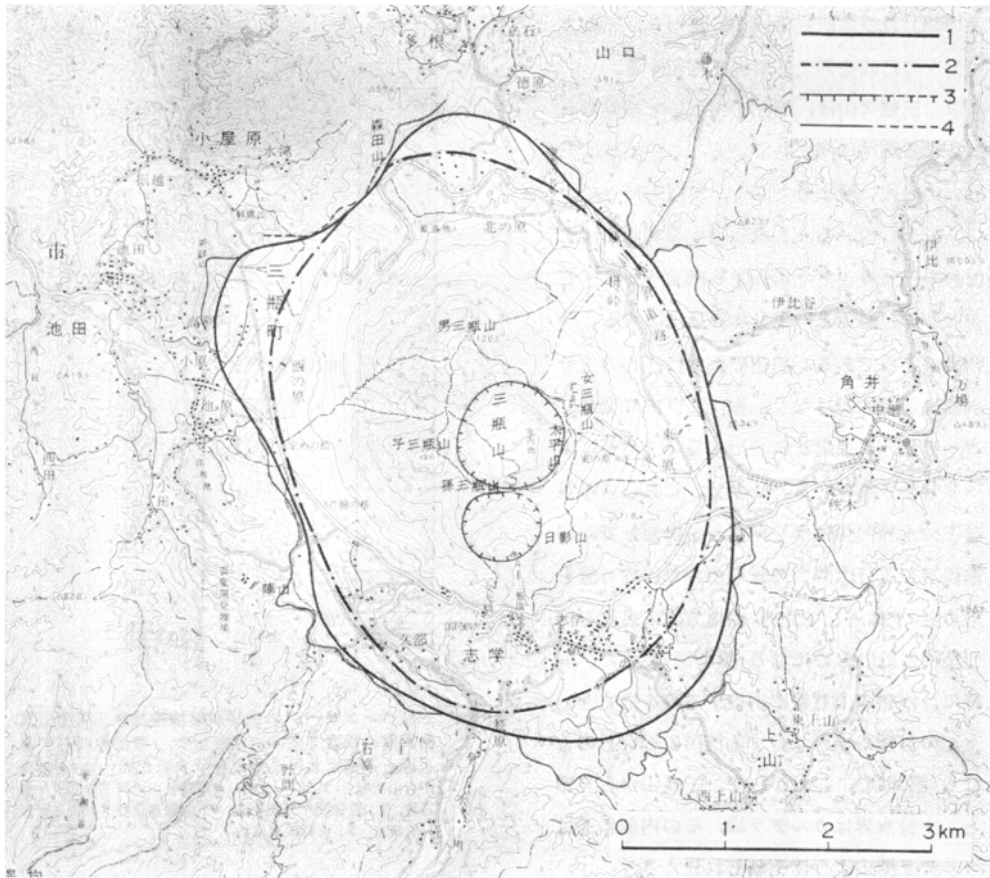
1. 三瓶火山は、周囲を主として基盤岩石からなる山地に囲まれている。この山地は三瓶火山の火口原よりも高く、急崖を持って火口原に面している。この急崖の頂部の山稜すなわち三瓶カルデラに面する内側斜面と反対側（外側）斜面との主分水界を追跡すると第89図のようである。前述のように、この主分水界は連続的ではなく、カルデラ内に発源しカルデラ外に放射状に流出する7つの谷によって分断されている。しかし、これらの谷及び主分水界内側斜面を刻む谷を無視して、屈曲に富む主分水界の内縁を連ねた谷埋め線を描くと、全体として北西-南東方向に長軸を持つ楕円に近いものになる（第89図）。また、同様に、内側の山麓線に内接する線を描くと、上記の谷埋め線と並走する楕円に近いものとなる（第89図）。したがって、三瓶山から見ると、主分水界はカルデラ縁、その内側斜面はカルデラ壁のようにそれぞれ見える。

2. 三瓶山を囲む基盤山地は、その高度が約500ないし600mで、周囲の石見高原（高度300ないし400m）より一段と高く、上記の“カルデラ縁”に近づくほどしだいに高くなり、その内側で急に低下する（第1図）。つまり、周囲よりしだいに高くなる山塊の中央部に凹地が存在している。そのため、“カルデラ縁”を分断する上述の7つの谷は放射方向に外側に流出し、また“カルデラ縁”に発源する谷もその源頭部つまり“カルデラ縁”に標式的な風隙地形を作っている。三瓶山南方の野間川、果瀬谷、西方の西田川、東方の伊比谷南方の独標604.7mの北の谷などが風隙地形を形成している好例である。以上のような形態と水系を持つ山塊は三瓶火山の周囲には見られず、極めて特殊な差別浸食地形を除けば、普通の浸食過程によって形成される地形ではない。

3. “カルデラ壁”は大部分が基盤岩石で構成されているが、上山付近では“カルデラ壁”の基部に花崗岩が露出し、それを不整合に被覆して、三瓶ベースサージ堆積物と三瓶火砕流堆積物がほぼ水平に堆積し、“カルデラ壁”の大部分を構成している。一方、“カルデラ床”すなわち第89図の山麓線の内接線より内側の低所には、基盤岩石がどこにも露出していない。“カルデラ縁”の内側で基盤岩石が露出する場所のうち最低所は旱水川の谷が“カルデラ”内に入る場所であり、その高度は約300mで、その近傍（久部南方）の“カルデラ縁”より約250mほど低い。松井・井上（1971）によると、久部の谷底部（高度約350m）における試錐では地表下約100m（高度約250m）に至るまで基盤岩石は露出し



第88図 三瓶ベースサージ・火砕流堆積物及び三瓶降下火山灰層の垂直方向の岩相変化の、噴出源に対する近地と遠地における差異を示す概念図 1:三瓶降下火山灰層 2:ベースサージ堆積物中の降下火山灰・軽石層 3:石質破片の集積部 4:斜層理及びアンティデュール構造 5:火砕流堆積物



第89図 三瓶カルデラ地形 1：カルデラ縁の内接線 2：カルデラ壁の山麓縁の内接線 3：火口縁 4：カルデラの内側と外側との主分水界（カルデラ縁）（国土地理院発行5万分の1地形図「三瓶山」を使用）

ていない、

4. 三瓶ベースサージ堆積物、三瓶火砕流堆積物及び三瓶降下火山灰層という一連の噴出物は、“カルデラ壁”から外側の基盤山地内の相対的低所にのみ分布し、“カルデラ床”には見いだされない。また、これらの堆積物の噴出源は、前述のように、現在の三瓶カルデラ内に位置していたと推定される。また、これらの堆積物は石質破片として多量の基盤岩石を含んでいる。

5. 上山ベースサージ堆積物は、三瓶降下火山灰層より以前の噴出物を著しい不整合で被覆し、“カルデラ壁”を被覆して分布しており、また石質破片として含まれる基盤岩石の量及び破片の平均的な大きさは三瓶火砕流堆積物に比べてはるかに小さい。

以上に述べた地形、基盤岩石の高度分布、三瓶ベースサージ堆積物・同火砕流堆積物及び同降下火山灰層の分布と産状、並びに上山ベースサージ堆積物の分布と産状、の諸特徴に基づき、三瓶カルデラの形成過程を次のように考える。

現在の三瓶カルデラ付近は、かつては石見高原より一段と高い山塊であり、そこから放射方向に多数の深い谷が発達していた。古三瓶火山形成後、この山塊の中央部において、三瓶ベースサージに始まり



三瓶火砕流、更に三瓶降下火山灰に至る一連の大規模な噴火活動が比較的短時間内に相次いで起った。総量数 $10\text{km}^3$ に及ぶそれらの噴出物は基盤山地を被覆して半径 $15\text{km}$ 以上の広範囲に堆積し、基盤山地内の相対的低所に、噴出源から遠ざかるほど大局的にみて低下する火砕流原を形成した。この大規模な噴火に伴って、古三瓶火山を含むかつての山塊中央部が陥没または爆裂して凹地となり、三瓶カルデラの原形ができた。その後、上山ベースサージの噴出以前に、長い削剥期があり、カルデラ壁に谷が刻まれてカルデラが拡大し、火砕流原も開析されて火砕流台地、更に火砕流丘陵となった。

### **女夫松台地と日影山**

三瓶カルデラ形成後、かなり長い削剥期を経た後に、カルデラ内部から上山ベースサージが噴出し、カルデラ中心から半径約 $5\text{km}$ 以下の比較的狭い範囲のカルデラ内外に堆積した。この堆積物の大部分は三瓶火砕流丘陵を被覆して残存しており、それ自体では特別の地形を形成していない。

上山ベースサージの噴出後、日影山溶岩が噴出し、日影山と女夫松台地を形成した。本研究では、日影山と女夫松台地を構成する溶岩が全く同岩質であり、層序関係からもほぼ同時期に噴出したと解されたので、一括して日影山溶岩と命名した。しかし、日影山と女夫松台地の地形は以下のように著しく異なるので、両者を構成する溶岩は別々に噴出したものであり、女夫松台地を構成する溶岩の方が日影山のそれより古いという可能性がある。

1. 日影山と女夫松台地は著しい傾斜遷緩線によって、形態的には明瞭に区別される。その傾斜遷緩線は、三瓶温泉東方の台地（2.5万分の1地形図上で独標 $478\text{m}$ のある台地）の北端部（高度約 $530\text{m}$ ）から、女夫松付近（高度約 $500\text{m}$ ）を経て西北西へ、Y字形道路交差点（2.5万地形図の独標 $461\text{m}$ ）付近に続き、その南側に女夫松台地がある。

2. 日影山は三瓶溶岩円頂丘に比べて外側斜面の開析が著しく進んでいるが、女夫松台地も北の原溶岩流台地に比べると著しく開析されている。つまり、日影山及び女夫松台地の原地形がそれぞれ溶岩円頂丘及び溶岩流台地であるとしても、開析程度から両者の新旧を推論することはできない。

3. 女夫松の北方で孫三瓶山の南麓部には、高度約 $550\text{m}$ から約 $650\text{m}$ の緩斜面をもつ台地が存在する。この台地に類似した高度と縦断形をもつ尾根が上記のY字形道路交差点の北方にもある。しかるに、女夫松北方の台地に発源する3本の谷（女夫松及びその西方約 $150\text{m}$ 及び約 $300\text{m}$ で道路を横断する谷）は台地崖の末端、すなわち女夫松台地北縁の傾斜遷急線のところで、谷の流向が急に転向し、女夫松台地を刻む谷に合流している。これらの谷の転向異常は、女夫松台地よりも、その北方の台地の方が新しいことを示唆する。すなわち、もし両者の台地が同時に形成されたのであれば、この種の転向異常は生じ難いからである。

以上のことから、地質図で日影山溶岩として一括した溶岩のうち、女夫松台地を構成するものがまず溶岩流として噴出し、次に日影山を構成するものがより高粘性の円頂丘溶岩として噴出した、という可能性が高い。この推論の当否及び両溶岩が同一噴火輪廻の産物であるか否かを判別するために必要な露頭が見いだされないので、ここでは地形学的推論に止まらざるを得ない。

### **小田火砕流丘陵**

日影山溶岩噴出後に、小田ベースサージ及び小田火砕流が相次いで噴出した。これらは三瓶カルデラ南西部のカルデラ床及び女夫松台地、並びにカルデラ縁南西部を越えて、池田・浮布池・小田付近、更

にその外側の基盤山地内の相対的低所に堆積しており、カルデラの北方及び東方には分布していない。このような分布及び小田火砕流堆積物中のアンティデューン構造の示す流動方向からみて、小田ベースサージ及び小田火砕流は三瓶カルデラの南西部で噴出したと考えられる。これらは日影山の存在のため、カルデラの北方及び東方へはほとんど広がらなかったのであろう。

小田ベースサージ堆積物は、久部の北西方で、片腕の松南方の凹地の東縁の低い尾根から久部に至る尾根群を構成しているが、その上位には小田火砕流堆積物がほとんど欠如し、三瓶降下軽石堆積物が小田ベースサージ堆積物を直接に被覆している。これは小田火砕流堆積物が浸食されてしまったためであろう。この地区以外では、小田ベースサージ堆積物を被覆する小田火砕流堆積物が池田・浮布池・小田・西田東方・小田南方の果瀬谷源流部、などにおいて従順な山頂部と急な山腹をもつ丘陵を構成している。小田ベースサージ及び火砕流の堆積物で構成されるこれらの丘陵をここでは一括して小田火砕流丘陵と呼ぶことにする。しかし、開析が著しく、背面の推定も困難であるため、小田火砕流丘陵の原形の復旧はできない。

### **北の原溶岩流台地**

小田火砕流丘陵がかなり開折され、三瓶カルデラの周辺地域がほぼ現在の地形に近づいた頃、三瓶降下軽石が大量に噴出した。これは三瓶カルデラの内外はもとより東方に風で吹送され、少なくとも岡山県北部に至るまでの広範囲に堆積した。その後、あまり発泡していない火砕流が何回か噴出し、カルデラ北方の三瓶川及び伊佐川の谷に流下、堆積した。これが多根火砕流堆積物である。

次に、カルデラ中央部から、かなり高粘性の北の原溶岩流が噴出し、カルデラ床北部を埋めた。この溶岩流は、その高粘性のため、表面に比高10m内外の尾根、谷及び凹地をもつしわ模様を形成し、北東縁では比高10-60mの側端急崖をつくり、それとカルデラ壁の間に徳原、大水原などの閉塞盆地を形成し、西方では森田山から南西に延びる尾根をのりこえて、その北西側斜面にたれさがった。

### **三瓶溶岩円頂丘の形成**

男・女・孫・子三瓶山の峰を主な峰とする溶岩円頂丘の形成過程については、従来、4個の円頂丘が別々に生じたとする考え（久野，1954；小畑，1967）と1個の大型溶岩円頂丘の頂部の破壊で4峰が生じたとする考え（山口，1963；鈴木ほか，1968）があった。前者の考えは特に論拠を明記していないが、太平山碎屑丘より溶岩円頂丘が新しいと考えている点に共通性がある。逆に後者の考えは、溶岩円頂丘より太平山碎屑丘及び室内火口が新しいとしている。また松井・井上（1971）も4峰の溶岩円頂丘群の形成時期に大差はなく、太平山碎屑丘より古いとしている。

本研究では、鈴木ほか（1968）の考えと同様に、以下に述べる三瓶円頂丘溶岩の岩質、噴出時期（層序）及び地形の諸特徴に基づき、三瓶溶岩円頂丘は、まず1個の大型の溶岩円頂丘として生成し、その頂部、特に東半部が後に室内火口及び太平山碎屑丘の形成をもたらした第4期の噴火活動並びに削剝によって破壊・解体され、あたかも4個の溶岩円頂丘であるかのように変形したものと解する。

1. 室内火口を囲む男・女・孫・子三瓶山の4峰並びに男・女三瓶山の間の981m峰と兜山（920m）及び男・子三瓶山の間の赤雁山（880m）、更に太平山の室内側斜面（火口壁）の下部（傾斜遷急線の下方）をそれぞれ構成する溶岩は、いずれも同質の粗粒角閃石黒雲母デイサイトであり、肉眼的には全く同質である。ただし、これらの溶岩には流理構造が認められないため、久野（1954）が箱根火山の幕

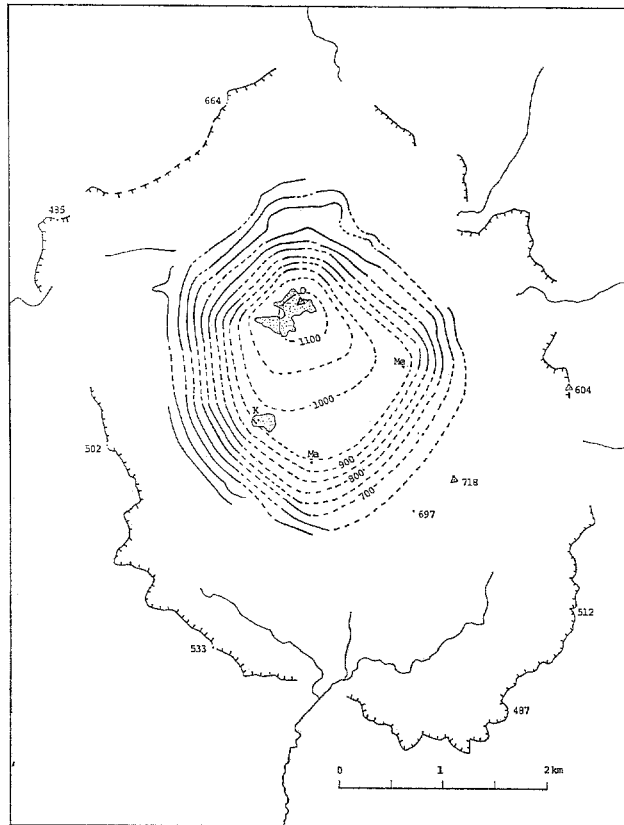
山溶岩円頂丘において、流理面の走向、傾斜による溶岩円頂丘形成過程を復元したと同じ方法で、三瓶円頂丘溶岩の同時・同一性を論証することはできない。

2. これらの溶岩の層序をみると、前述のように、いずれも三瓶降下軽石堆積物に被覆されず、太平洋降下火砕堆積物に被覆されており、ほぼ同時期に噴出したものである。

3. 男三瓶山の山頂部は、ほぼ平坦で、溶岩平頂丘（守屋，1978）の頂部に特有の、なだらかな微起伏を持つ平坦面となっており、また子三瓶山の山頂部は、南東方に緩傾斜する平滑な斜面である（第5図及び第6図）。これら2峰より低い女・孫三瓶山などほかの峰の頂部には平坦面や平滑な斜面はない。

4. 各峰の室内側斜面と外側斜面の斜面形は、前に詳述したように、著しく非対称である（第3図-第6図）。

5. 男・子・孫・女三瓶山の外側斜面は、浅い谷に刻まれているにすぎず、火山原面がほぼ残存していると考えられるが、それらの傾斜はほぼ等しく、各峰を隔てる谷を埋めると各火山原面はあたかも一連の斜面であったかのように滑らかに連続する。この事実注目して、各峰の外側の火山原面及び男・子三瓶山の山頂平坦面及び平滑な緩斜面を基準として、谷を埋めた復旧等高線を大胆に描くと、第90図のような洗面器を伏せて斜めに置いたような形態になる。これは溶岩平頂丘の形態である。なお、この

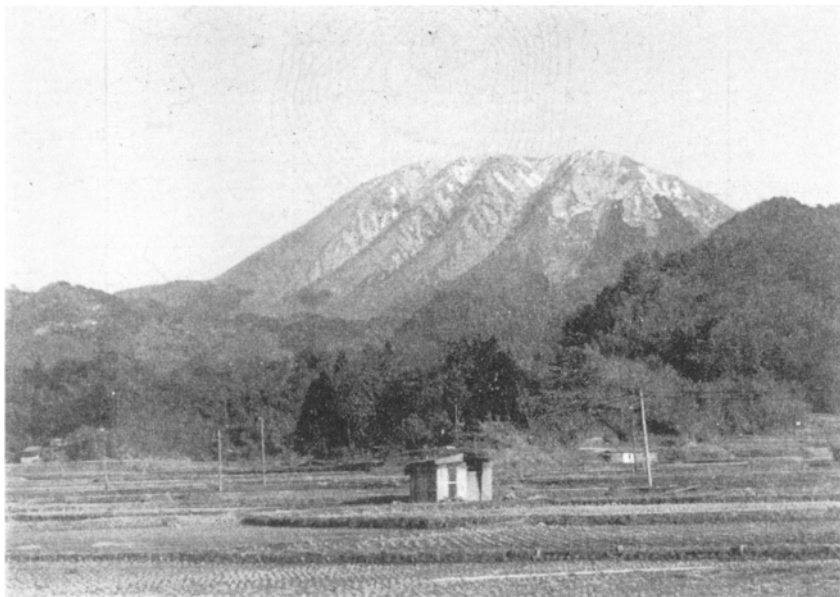


第90図 三瓶溶岩円頂丘の復旧図 2万5千分の1地形図「三瓶山東部」及び「三瓶山西部」を基図とし、100mごとの等高線について、火山原面の部分を実線で示し、復旧した部分を破線で示す。打点域は男三瓶山及び子三瓶山の山頂平坦面及び山頂緩斜面を示す。O：男三瓶山 Me：女三瓶山 Ma：孫三瓶山 K：子三瓶山

図によると、男三瓶山と子三瓶山の間（扇谷）をはじめ、子・孫三瓶山の間及び男・女三瓶山の間の高線が直線的であり、単純な溶岩円頂丘（例えば箱根火山二子山）のように円弧を示さない。したがって、復旧方法が大胆にすぎると考えられなくもないが、男三瓶山の北西側斜面における火山原面等高線の直線性と比較すれば、容認しがたいことではない。

6. 名峰を隔てる谷の谷壁斜面は、その傾斜、向き、斜面形の諸点において、その両側の峰の外側斜面と著しく不連続である。扇谷はその好例である（第3図及び第4図）。また、冬谷の容積は、その谷口から下流に発達する沖積錐の体積とほぼ等しい。例えば、扇谷の容積を第90図の復旧図と現在の地形図の差として推定すると $0.18\text{km}^3$ となるが、これは扇谷下流の西の原の沖積錐の推定体積（ $0.1\text{km}^3$ ）と同じ規模である。更に下流に運搬された岩屑を考慮すると、扇谷はこれらの堆積物によって完全に埋め戻されてしまい、男三瓶山と子三瓶山は一連の山塊となる。このように、各峰を隔てる谷は、各峰が別々の溶岩円頂丘として形成された場合に生じる火山成初生谷ではなくて、浸食谷であると解される。

7. 前項を考慮しても、なせ男・女・孫・子三瓶山の間のみ、男三瓶山北西側斜面における等間隔の開析谷群（第91図）などとは異って、異常に深い谷が生じたのか、という問題が残る。これに対しては、主要な深い谷が、東西方向（扇谷と太平山付近の低所を結ぶ線）と北北東-南南西方向（兜山北東方の谷と子・孫三瓶山間の谷）の2方向に存在すること、並びにこれらの方向が第2図に示す三瓶山周辺地域における大規模なリニアメントの方向（東西方向と南北方向）とほぼ調和することが注目される。つまり、かつて1個の溶岩平頂丘が、室ノ内火口の形成に伴う噴火活動によって破壊される際に、基盤岩石中に存在していたリニアメント（例えば断層）の影響を受けて、まず4つの大きさのブロックに分断された可能性がある。このように主要な深い谷の起源を張力割れ目と考えれば、6. 項で述べた各谷付近の復旧等高線の直線性に対する傍証ともなり、各谷の異常な大きさ及び方向に対する1つの説明



第91図 小屋原からみた男三瓶山北西斜面

にもなる。

8. 第90図に復旧した1個の溶岩円頂丘の体積は約2.5km<sup>3</sup>である(第13表)。この体積は、日本列島におけるほかの溶岩円頂丘の体積(第14表)と比較しても、異常に大き過ぎるものではない。また、三瓶火山の属するいわゆる大山火山帯には、黒雲母を含むデイサイト溶岩からなる大型の溶岩円頂丘が第14表のように多数存在することも注目される。

9. 三瓶山の各峰の山麓部には机の脊、天上ヶ原及び論田という三瓶円頂丘溶岩と同質の溶岩からなる高まりがある。これらのうち机の脊と天上ヶ原は1個の溶岩円頂丘が形成されたとき、その山麓部から溶岩が張り出して生じたものと解される。また、論田は前述の溶岩円頂丘の破壊時に、兜山付近の山腹がスランブして山麓にすべり下ったものという可能性がある。ただし、以上の推論は露出が少ないため、形態及び位置の特徴に基づくものである。

### 室ノ内火口及び太平山碎屑丘の形成

太平山碎屑丘を構成する太平山降下火砕堆積物は、男三瓶山頂部の平坦面(第86図)をはじめ三瓶溶岩円頂丘の緩傾斜面上に堆積し、三瓶円頂丘溶岩を被覆している。特に、女三瓶山東側斜面の下部では、明瞭な傾斜遷緩線を境としてその下方に、太平山外側斜面とガリーを隔てて連続する緩傾斜面があり(第5図と第6図)、それは主として太平山降下火砕物質でできている。以上のことから、太平山碎屑丘が三瓶溶岩円頂丘より新しいことは確実である。

太平山火砕流堆積物は太平山降下火砕堆積物と互層し、後者の上部層に被覆されており、また主として三瓶カルデラの東部の火口原及びそこから外側に流出する河谷の谷底部に広く分布している。この非対称的な分布は、太平山内側斜面の傾斜遷急線(高度約750m)の部分が室ノ内火口を囲む三瓶円頂丘溶岩の頂部のうち最も低い場所であること、並びに三瓶山の各峰及び峰間の鞍部が北西に至るほど高くなっていることからみて、太平山火砕流堆積物は室ノ内火口縁のうち最も低い太平山付近を越えて、主としてカルデラ東部に流下したためと解される。

室ノ内火口の容積を第90図の三瓶溶岩円頂丘の復旧図と現在の地形図の差として求めると0.3km<sup>3</sup>程度である(第13表)。これに対して太平山火砕流堆積物の総体積は0.25km<sup>3</sup>程度と推算される(第10表)。太平山降下火砕堆積物の体積は未推算であるが、太平山碎屑丘において最大層厚約90mに達し、三瓶カルデラの外側までかなり広範囲に分布するので、太平山火砕流堆積物の体積と同等あるいはそれ

第13表 三瓶溶岩円頂丘の体積

A. 三瓶円頂丘溶岩の現在の総体積	=1.8 km <sup>3</sup>
B. 復旧された三瓶溶岩円頂丘の体積	=2.5 km <sup>3</sup>
C. Bのうち室ノ内火口形成に伴って破壊された部分の体積	=0.3 km <sup>3</sup>
D. 三瓶溶岩円頂丘外側斜面の浸食量(D=B-C-A)	=0.4 km <sup>3</sup>
(例: 扇谷の容積)	=0.2 km <sup>3</sup>

第14表 復旧された三瓶溶岩円頂丘及びほかの溶岩円頂丘の体積の比較

溶岩円頂丘名	体積(km <sup>3</sup> )	岩 質*
鶴見岳	4.8	bi・ho・A
由布岳	3.2	bi・ho・A
弥山(大山)	2.8	hy・bi・ho・A
三瓶山	2.5	bi・ho・D
黒岳(久住)	2.4	px・ho・A
鷹山(雲仙)	2.2	hy・bi・ho・A
二子山(箱根)	0.75	px・A
昭和新山	0.12	hy・D

\* bi: 黒雲母 ho: 角閃石 hy: 紫蘇輝石 px: 輝石  
A: 安山岩 D: デイサイト

以上に達する可能性がある。

太平山火砕流及び降下火砕堆積物中には、三瓶円頂丘溶岩と同岩質の岩片のほかに、白色及び灰色の発泡の良い岩片及びパン皮状岩片が含まれている。特に、太平山火砕流堆積物の上位群には、前述のように、白色及び灰色岩片が多量に含まれている。

以上に述べた層序、地形（室ノ内火口の地形はI章に詳述）、分布、容積・体積比較、並びに岩質の諸特徴に基づき、室ノ内火口及び太平山碎屑丘の形成並びにそれに関連する噴火活動を次のように考える。

かつて1個の大型の溶岩平頂丘であった三瓶溶岩円頂丘は、その頂部特に東半部が数1,000年前に（第11表から推定）、噴火活動によって破壊し、室ノ内火口の原形が生じた。室ノ内火口からは何回も降下火砕物質や火砕流が噴出し、それに伴って円頂丘が破壊され、火口が拡大された。火砕流は主として東部の火口縁の低所を越えて、カルデラ東部に流れ、更にカルデラ外に流出する河谷に沿って流下し、その末端は江川及び神戸川本流に達するものもあった。この噴火活動の前期には三瓶円頂丘溶岩に由来する無発泡の岩片からなる火砕流が噴出したのに対し、後期には白色あるいは灰色の新しいマグマが噴出した。しかし、この噴火活動は一連のものではなく、少なくとも3枚の土壌層の形成をもたらす噴火活動の休止期を挟んでいた。また、末期には主として降下火砕物質が噴出し、太平山碎屑丘を形成した。

三瓶山における噴火活動の歴史記録はない。したがって、少なくとも数百年前から現在に至るまで、顕著な噴火活動はなく、そのため室ノ内火口底は火口壁からの崩壊物質、特に比高と斜面長の大きい男三瓶山南東側斜面からの土石流堆積物などによって埋められ、北西から南東に低下する沖積錐に被覆されている。

### **奥の湯爆裂火口の形成**

奥の湯火口の火口壁のうち、北東部は太平山碎屑丘外側斜面と同様の平滑な斜面であり、太平山降下火砕堆積物に被覆されている。火口縁のうち東部は比高数mないし10m程度の高まりになっているが、その他の火口縁には高まりがない。火口内部の高度約570mから約660mの緩傾斜面は旧火口底と考えられるが、それも浸食によってかなり開析されている。この火口から南へ流出する浸食谷の谷口、すなわち三瓶温泉北方から南へ、志学から粕淵に至る道路付近まで沖積錐が発達している。この沖積錐は太平山火砕流堆積物を被覆し、太平山降下火砕堆積物の上部に被覆されている。またこの沖積錐を刻む谷の谷壁には土石流堆積物がアバットしている（志学—粕淵道路が谷を横断する地点）。

以上のことから、奥の湯火口は太平山降下火砕堆積物の少なくとも最上部の噴出以前に、室ノ内火口の形成期間中に開口した爆裂火口であり、この火口からは多量の噴出物は放出されなかったと解する。

### **三瓶火山における現在の火山活動**

室ノ内火口底の南端、室内池の西南方には鳥地獄と呼ばれる噴気地がある。ここでは、1940年代以前には火山ガスが噴出していたということであるが、現在は少なくとも肉眼的には火山ガスの噴出が認められない。奥の湯爆裂火口南端の谷底では温泉が湧出し、三瓶温泉の泉源となっている。

### **三瓶火山の噴火活動の時間的推移**

これまでに述べた事柄から、三瓶火山における噴火活動の特徴をまとめると、次のような時間的推移がみられる。

第1期においては、ベースサージ→軽石質火砕流→降下火山灰が相次いで噴出し、この直後にカルデラが形成された。第2期では、ベースサージの噴出後、古三瓶火山とは異なった粗粒デイサイトの溶岩がはじめて噴出し、以後第3期の円頂丘溶岩に至るまで同岩質の溶岩が噴出した。第2期初期のベースサージと溶岩（溶岩流→円頂丘溶岩？）の噴出に続いて、ベースサージと軽石質火砕流が再び噴出したが、それ以後には高発泡度の（軽石質の）火砕流もベースサージも噴出していない。第3期には、多量の降下軽石→低発泡度の火砕流→溶岩流→多量の円頂丘溶岩が、あまり大きな時間間隙をおかず、相次いで噴出した。第4期には初期に巨大な溶岩円頂丘が何回かの恐らく主として水蒸気爆発によって破壊され、室内及び奥の湯の両火口が開口するとともに、円頂丘の破壊物質が低発泡度の火砕流並びに降下火砕物質となった。第4期の後期には室内火口からやや発泡したマグマが火砕流並びに降下火砕物質として噴出した。

なお、岩質の時間的推移を概観すると、古三瓶火山では細粒のデイサイトであったが、三瓶ベースサージ以後の噴出物はいずれも粗粒のデイサイトとなっている。

## VI. 8 三瓶火山噴出物の岩石

三瓶火山噴出物の岩石について、現在まで次の3種の報告がある。それらは FUKUTOMI (1918), KÔZU and YOSHIKI (1928) 及び種子田 (1943) TANEDA (1952)<sup>19)</sup> である。これらの報告について比較検討し、今回の調査の結果と照合してみると、三瓶火山噴出物の岩石は極めて不均質なものでその全容はまだ完全に捉えられていない<sup>20)</sup>。

従来三瓶火山の溶岩は、その色によって灰色のものと赤色のものに区分されていた。Kôzu and Yoshiki (1929) は、両者の化学組成を比較して、赤色のものが灰色に比べて  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  が多いこと、灰色のものを加熱して、その普通角閃石と黒雲母のメロキシン型が、赤色のものの玄武岩質角閃石とアノマイト型に変化する実験を行い、自然における赤色溶岩も灰色溶岩が再加熱されることによって生じたものと結論した。一方、山口 (1956) は赤褐色溶岩は灰色溶岩の風化生成物であると述べたが詳細は報告されなかった。種子田 (1943) 及び TANEDA (1952) は造岩鉱物の詳しい観察を行い、角閃石と黒雲母の関係に注目し、“岩漿は不均質なものである” と考えた。また、角閃石の一部に淡色—無色の部分のあることを認め、カミングトン閃石又は透角閃石であるとした。

本記載においては、溶岩は灰色のものに止める。また、角閃石とあるのは角閃石の化学組成の項で述べるものであり、地質図凡例では hornblende とした。

### VI. 8. 1 岩石の記載

〔古三瓶期噴出物〕

森田山溶岩

19) 種子田 (1943) と TANEDA (1952) は1種とみなした。

20) 例えば輝石について、FUKUTOMI (1918) は 2.0-4.0mm に及ぶエンスタタイト斑晶、種子田 (1943) は最大 0.5mm に及ぶ斜方輝石を記載しているが、Kôzu and Yoshiki (1928) は全く言及していない。黒雲母斑晶を取り巻く普通角閃石コロナについて、種子田 (1943) は多く存在すると述べているが、Kôzu and Yoshiki (1928) は巻末の写真にのみ示し、本文中に言及はなく、火山弾中にもみえる様にも読みとれる。

流紋岩 大田市多根

全体に灰色を呈し、斜長石微斑晶が散点する。

鏡下の性質

斑晶：斜長石

斜長石は長径0.2mm程度の微斑晶で清澄である。

石基：斜長石・クリストバル石・鉄鉱・アパタイト微珪長質組織を示す。

デイサイト 大田市水滝南方

灰白色を呈し、径1-3mmの茶色不定形のスポットが散点する。

鏡下の性質

斑晶：斜長石

斜長石は径0.5-1.2mmの清澄な微斑晶で、累帯構造は殻部にのみ見られる。

石基：斜長石・クリストバル石・鉄鉱・単斜輝石

斜長石の0.3mm以下の短冊状結晶が流理構造を示す。クリストバル石は径0.3mm前後で、特徴的な屋根瓦状の模様が見られる。単斜輝石は0.05mm以下の微細な結晶である。スポットはこれらの石基鉱物の間に酸化物(?)が沈殿して茶色に汚染したものである。

角閃石デイサイト 大田市権現山

わずかに赤味を帯びた灰色を呈し、径1-2mmの白色斜長石の斑晶が散在している。径1-7cmの中粒黒雲母角閃石トータル岩を捕獲している。

鏡下の性質

斑晶：斜長石・石英・角閃石・鉄鉱・黒雲母

斜長石は破片形を示すものと自形のものとの2種類があり、いずれも累帯構造を示す。角閃石は2mm以下で、Z' = 茶色を帯びた緑色である。周縁の一部がオパサイト化している。黒雲母はまれに径0.1mm位のオパサイト化した仮像が含まれる。鉄鉱は径0.1-0.5mmの正方形に近い自形を示す。ほかに、まれに径0.2mmの単斜輝石らしい緑泥石化した仮像が含まれる。

石基：極めて微細な潜晶質組織を示しており、鉱物種を同定できない。

古三瓶溶岩

黒雲母流紋岩 志学西南方約800mの第1期噴出物中。

流理構造を示す灰白色ガラス中に、斜長石・黒雲母・石英が認められる。

鏡下の性質

斑晶：斜長石・黒雲母・石英

斜長石は自形で径0.2mmから4.0mmに及ぶ。大型のものほど累帯構造が顕著であり、内部が汚濁している。一般に清澄な小型のものや、大型の外型の部分はAn15-20を示し、大型の内部にはAn30前後とAn40-50のものがある。黒雲母は0.1-1.0mmを示し、X' = 淡黄色、Z' = 黒褐色を示す。内核に角閃石が存在するものが1個認められた。石英は湾入状を示し、直径0.2-0.8mm程度である。

石基：ガラス・クリストバル石・鉄鉱

流理構造を示す。鉄鉱は0.1mm以下である。

本岩のSiO<sub>2</sub>は73%であり、その化学組成を第15表に示す。

〔三瓶火山第1期噴出物〕

三瓶ベースサージ堆積物

角閃石黒雲母流紋 野間川中流



白色の軽石及び火山灰で、軽石の直径は最大15cmである。

構成鉱物：斜長石・石英・黒雲母・角閃石・鉄鉱

斜長石は最大1.0-1.5mmで比較的清澈のものが多い。比較的細粒のものはAn15-20であるが、粗粒のものは、An25あるいは50前後と多様である。石英は湾入状を呈している。黒雲母は最大1.0mmでX' = 淡褐色、Y' = 濃褐緑色を示す。角閃石は普通角閃石で0.2-0.5mmであり、X' = 黄緑色、Z' = 濃緑色を示す。鉄鉱は最大0.7mmで、磁鉄鉱とチタン鉄鉱があり、離溶している。

本堆積物中には基盤の岩片が多く認められる。

軽石のSiO<sub>2</sub>は72%であり、その化学組成を第15表に示す。

三瓶火砕流堆積物

流紋岩(?) 池田

淡紅色の火山灰中に最大3-5cmの軽石がまれに含まれる。

構成鉱物：斜長石・石英・磁鉄鉱・黒雲母・角閃石

斜長石及び石英は最大0.5mmで、斜長石のAnは15-20である。有色鉱物は0.2mm以下で極めて少ない。黒雲母はX' = 黄褐色、Z' = 黒色であり、角閃石はX' = 黄緑色、Z' = 草緑色である。ガラス裂片は沸石化していることが多い。

〔三瓶火山第2期噴出物〕

上山ベースサージ堆積物

黒雲母角閃石デイサイト 池田

最大直径15cmに達する軽石で、斜長石斑晶がよく認められる。

構成鉱物：斜長石・角閃石・黒雲母・鉄鉱

斜長石は最大1.0mmで比較的清澈である。そのAn成分は40前後が多いが、まれに20もしくは50前後のものも認められる。角閃石は0.5-1.0mmのものが多く、X' = 黄緑色、Z' = 草緑色の多色性を示す。内部が淡色を示すものがまれに認められる。鉄鉱は磁鉄鉱である。黒雲母は葉片状で、0.7mmに及ぶ。X' = 淡黄色、Z' = 褐黄色の多色性を示す。

軽石のSiO<sub>2</sub>は68%であり、その化学組成を第15表に示す。

日影山溶岩

黒雲母角閃石デイサイト 志学

灰白色の石基に斜長石と黒雲母の大型斑晶が目立つ粗鬆の岩石である。

鏡下の性質

斑晶：斜長石・石英・角閃石・黒雲母・鉄鉱・アパタイト

斜長石は径4.0mmに及ぶ。比較的清澈であるが、累帯構造を有し、汚濁帯が多くみられる。斜長石の外縁部はAn30前後であり、内部はAn30-40、まれに70-90を示すものも認められる。石英は最大粒径1.5mmである。角閃石は最大1.5mmで、X' = 淡黄色、Z' = 褐黄-褐色の多色性を示すが、X' = 無色、Z' = 黄色の縁を有するものがある。また、より小型のもので内部が淡色となることもある。黒雲母はX' = 淡黄色、Z' = 濃褐色の多色性を示すが内部は淡色になっている。角閃石の“反応縁”を有するものもある。鉄鉱は磁鉄鉱とチタン鉄鉱があり最大0.7mmである。アパタイトは最大0.3mmのものが存在する。

石基：ガラス・斜長石・角閃石・鉄鉱

ガラス基流晶質を示し、角閃石は一般に淡色のものが多い。

小田火砕流堆積物

黒雲母含有角閃石デイサイト 小田

灰色の発泡があまり良くない軽石。有色鉱物が目立つ。

構成鉱物：斜長石・角閃石・黒雲母・鉄鉱

斜長石は最大径1.5mmに達し、清澄なものが多いが累帯構造を有し、内部が汚濁しているものがある。Anは外縁部で40前後を示す。角閃石は最大0.5mmでX' = 黒色、Z' = 緑色の多色性を有する。黒雲母は少量で、最大2.0mm、X' = 無色、Z' = 褐色の多色性を有し、周囲に角閃石と斜長石が認められるものもある。鉄鉱は最大0.5mmで、磁鉄鉱である。

軽石のSiO<sub>2</sub>は約64%であり、その化学組成を第15表に示す。

〔三瓶火山第3期噴出物〕

三瓶降下軽石堆積物

黒雲母含有角閃石デイサイト 上山

風化して褐色となった発泡の良くない軽石

構成鉱物：斜長石・角閃石・鉄鉱・黒雲母

斜長石は0.5mm前後が多く、まれに0.8mmに達する。清澄なものが多く、外縁部のAnは36-46である。角閃石は最大1.0mmに達し、X' = 黄緑色、Z' = 緑色の多色性を有するが、小型のものでX' = 無一淡黄色、Z' = 黄緑色を示すものもある。鉄鉱は磁鉄鉱である。黒雲母は極めて少量認められるにすぎない。

北の原溶岩

黒雲母角閃石デイサイト 三瓶高原道路、北の原指書の名号北西約600mの道路傍

淡紅色を示し、斜長石斑晶と有色鉱物の目立つ岩石。

鏡下の性質

斑晶：斜長石・石英・角閃石・黒雲母・アパタイト

斜長石は最大径4.0mmに及び、累帯構造を有し、内部が汚濁したり、汚濁帯を有するものが多い。角閃石は最大径3.0mm前後で、オパサイト化している。内部は輝石オパサイト、外縁は黒色オパサイトである。内核の残存する部分はX' = 黄色、Z' = 赤褐色の多色性を示し、消光角は小さい。黒雲母は最大径3.0mmに達し、X' = 黄色、Z' = 褐色の多色性を有する。黒雲母は黒色オパサイト縁に囲まれる場合が多い。内部に黒雲母と角閃石があり、その外縁が黒色オパサイトの例もみられる。アパタイトは長径0.8mmに達する。

石基：斜長石・石英・角閃石・鉄鉱

ガラスは認められず、微珪長質組織を示す。

三瓶円頂丘溶岩

黒雲母角閃石デイサイト 兜山

灰色で斜長石斑晶が多い。

鏡下の性質

斑晶：斜長石・角閃石・石英・黒雲母・鉄鉱 アパタイト

斜長石は最大4.0mmに達し、内部が汚濁したり、汚濁帯を有するものが多い。外縁部のAnは50前後であるが、内核部はAn40前後のもの60前後を示すものがある。角閃石は最大直径2.0mmから0.1mmで、大部分は内部が輝石オパサイトで、外縁が黒色オパサイトとなる。まれに残存する部分はX' = 淡黄色、Z' = 黄褐色の多色性を示す。石英は湾入状を示し、直径2.0mm前後である。黒雲母は2.0mmで、斜長石・紫蘇輝石・黒色物からオパサイトにとり囲まれ、X' = 黄色、Z' = 赤褐色の多色性を示す。まれに角閃石を伴う。鉄鉱は最

大0.7mmで磁鉄鉱である。アパタイトは0.1mm大である。

石基：ガラス・斜長石・珪酸鋁物・鉄鉱・紫蘇輝石

ガラス基流晶質を示す。紫蘇輝石は極めてまれに認められ、0.05mm程度である。

本岩のSiO<sub>2</sub>は65.07%であり、その化学組成を第15表に示す。

黒雲母角閃石デイサイト 男三瓶南西腹、海拔約850m

山腹に岩脈のように望見されるが、周囲との関係は不明である。灰白色で、大型の斜長石、5.0mmに及ぶ黒雲母が目立つ。

鏡下の性質

斑晶：斜長石・角閃石・石英・黒雲母・鉄鉱・アパタイト

斜長石は最大4.0mmに達し、内部の汚濁しているものが多い。清澄な外縁部のAnは50前後であるが、内部のAnは35-40と70との2種類がある。角閃石は最大2.0mmでオパサイト化している。中心部にまれに残存するものは、X' = 淡黄色、Z' = 緑黄色-褐色の多色性を示す。石英は直径25mmで湾入状を示す。

黒雲母は周囲を斜長石と紫蘇輝石によりとり囲まれ、更にその外縁が黒色オパサイトとなっている。その多色性は、X' = 淡黄色、Z' = 褐色である。鉄鉱は最大0.7mmに達し、磁鉄鉱とチタン鉄鉱がある。アパタイトは0.3mmに達する。なお最大0.2mmの紫蘇輝石が直径0.4mmの集斑晶を成しているのが認められた。

石基：斜長石・石英・紫蘇輝石・アパタイト・鉄鉱

微珪長質組織をなしている

本岩のSiO<sub>2</sub>は65.88%であり、その化学組成を第15表に示す。

〔三瓶火山第4期噴出物〕

太平山火砕流堆積物

黒雲母角閃石デイサイト角礫 久部

灰色で斜長石斑晶と有色鋁物が目立ち、やや孔隙のある角礫

鏡下の性質

斑晶：斜長石・角閃石・黒雲母・鉄鉱・アパタイト

斜長石は最大1.0cmに達する。汚濁帯を有している。斑晶の清澄な外縁や石基はAn50前後を示すが、内核部は大部分がAn40前後であるが一部では80に達する。角閃石は0.2-1.5mmで、X' = 淡緑色、Z' = 緑色の多色性を示し、オパサイト縁は有しない。黒雲母は2.0mmで、角閃石と斜長石によりとり囲まれている。X' = 淡黄色、Z' = 褐色の多色性を示す。鉄鉱は0.1-0.3mmで磁鉄鉱である。アパタイトは最大1.5mmに達する。

石基：ガラス・斜長石・角閃石・石英・鉄鉱・紫蘇輝石

ガラス基流晶質を示す。角閃石には時に無色のものが認められる。

## VI. 8. 2 岩石の化学組成

三瓶火山の岩石の化学組成は、1929年までに4個の分析値が報告された。それらは円頂丘溶岩3個とパン殻状火山弾1個であり、いずれもSiO<sub>2</sub>65-66%で類似した組成を示す(FUKUTOMI, 1918; Kōzu and YOSHIKI, 1929)。山口(1955)は19種の化学分析を行ったとし、各区分の化学組成の変化が、比較的酸性のものから塩基性へと変化するとした。すなわち、各岩層の平均化学成分の変化は、下部から上部へ以下の様であるとしたが、全分析値は遂に公表されなかった。

(岩層名)

(平均SiO<sub>2</sub>%)

(1) 男三瓶基底緻密凝灰岩

- (2) 立石凝灰角礫岩 69.16
- (3) 集塊質溶岩 68.17
- (4) ホマーテ噴石層 65.18
- (5) 三瓶溶岩 65.60
- (6) 寄生火山溶岩 64.00
- (7) 灰砂層 (最終噴出物層)

これらの岩層区分の内容, 試料採取地点はいずれも不明である.

今回新しく6個の岩石を分析したので, 従来4個の分析値と合わせて第15表に示す.

第15表 三瓶火山噴出物の岩石の化学組成

	1	2	3	4	5	6	I	II	III	IV	
SiO <sub>2</sub>	73.11	72.14	68.27	63.90	65.07	65.88	66.54	66.29	65.59	65.80	
TiO <sub>2</sub>	0.11	0.07	0.24	0.32	0.35	0.32	0.06	0.05	0.51	0.0	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.56	13.70	14.78	17.51	18.05	17.88	17.02	17.28	17.24	16.76	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.53	0.55	1.45	1.95	2.11	1.91	2.19	3.60	3.43	1.58	
FeO	0.56	0.38	1.13	1.51	1.45	1.48	1.38	0.18	0.58	2.52	
MnO	0.09	0.10	0.08	0.08	0.09	0.09	0.07	0.07	0.30		
MgO	0.47	0.28	1.20	1.58	1.75	1.60	1.32	1.38	1.27	1.35	
CaO	1.13	0.62	2.99	4.91	5.06	5.06	4.82	4.98	3.57	4.97	
Na <sub>2</sub> O	3.97	3.50	3.76	3.94	4.11	4.24	3.84	4.02	4.72	4.17	
K <sub>2</sub> O	3.35	4.06	2.24	1.43	1.58	1.56	1.75	1.61	1.78	2.31	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.05	0.12	0.14	0.16	0.16	0.35	0.33	0.44	0.37	
H <sub>2</sub> O+	1.95	4.08	3.68	2.65	0.39	0.16	0.56	0.55	0.54	0.52	
H <sub>2</sub> O-	0.16	0.53	0.37	0.45	0.21	0.08	0.31	0.22		0.37	
S									0.10		
Total	100.04	100.06	100.31	100.37	100.38	100.42	100.21	100.56	100.07	100.72	
C.I.	2.9	2.2	6.7	8.7	9.0	8.5	8.2	8.1	9.1	10.7	
GEMS-R*	23192	23193	23194	23195	23196	23197					
分析者	大 森 江 い						K. ENDŌ	Ch. SUGIURA	B. YOSHIKI		
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>n</sub> **	0.704938 ±17	0.705063 ±17	0.704854 ±17	0.705039 ±26	0.704963 ±31	0.704881 ±24					

1. 古三瓶溶岩. 黒雲母流紋岩角礫, 志学西南方約800m (新分析)
  2. 三瓶ベースサージ堆積物. 角閃石黒雲母流紋岩軽石, 野間川中流 (新分析)
  3. 上山ベースサージ堆積物. 黒雲母角閃石デイサイト軽石, 池田 (新分析)
  4. 小田火砕流堆積物. 黒雲母含有角閃石デイサイト軽石, 小田 (新分析)
  5. 三瓶頂丘溶岩 (灰色). 黒雲母角閃石デイサイト, 兜山 (新分析)
  6. 三瓶頂丘溶岩 (灰色). 黒雲母角閃石デイサイト, 男三瓶南西山腹海拔約850m (新分析)
- I. (Grey andesite) Biotite-common hornblende-quartz andesite. (KŌZU and YOSHIKI, 1929)
- II. (Reddish andesite) Anomite-basaltic hornblende-quartz andesite. (KŌZU and YOSHIKI, 1929)
- III. (Reddish andesite) Anomite-brown hornblende-quartz andesite. Yumoto-dani. (FUKUTOMI, 1918)
- 原著では分析は地質調査所. KŌZU and YOSHIKI (1929) によれば, この岩石は著者の1人 (S.K.) により, 1910年に採取されたものとのことであり分析者の名が明らかにされた. また, KŌZU and YOSHIKI (1929) において H<sub>2</sub>O+0.54%が加わった. Ch. SUGIURA は杉浦鞠三氏と考えられる.
- IV. Bread crust bomb. Biotite-hornblende-quartz andesite. (KŌZU and YOSHIKI, 1929)

\* 地質調査所岩石登録番号

\*\*測定: 倉沢 一

E & A SrCO<sub>3</sub> standard: (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>n</sub>=0.708054±8 (1σ)

NBS 987 SrCO<sub>3</sub> standard: (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>n</sub>=0.710278±9 (1σ)

今回の調査により、三瓶火山には流紋岩の活動があったことが判明した。岩石はいずれもノルム石英を20-30%を有し、一様にノルムコランダムが認められる。一部には $K_2O$ の極めて多いことが注目される。

### VI. 8. 3 鉱物の化学組成<sup>21)</sup>

三瓶火山の岩石は、斜長石及び石英が一般に多く認められる。斜長石には汚濁帯を有するものが多い。有色鉱物としては黒雲母・角閃石及び鉄鉱が各時期を通じて晶出し、円頂丘溶岩では石基に紫蘇輝石が認められる。また一部には石基に角閃石もある。比較的大型の、長径1.0mmに達するアパタイトも存在する。

#### 黒雲母

黒雲母は初期のものほどその量が多い。第1期の流紋岩角礫では、1枚の薄片中のほとんどが黒雲母で、角閃石が1個だけ認められるに過ぎなかった。円頂丘溶岩では黒雲母が最初に晶出し、径1.0cmに達することがある。また角閃石の反応縁を有する場合がある。黒雲母の主な化学組成を第16表に示す。そのmg値は、古三瓶期の流紋岩角礫で0.6前後、三瓶ベースサージ堆積物で0.5-0.55、それ以外の溶岩では0.6-0.7であり、まれに0.7をわずかに越えるものが認められる。

第16表 三瓶火山噴出物中の黒雲母の化学組成

	流紋岩角礫		三瓶ベースサージ堆積物		日影山溶岩	円頂丘溶岩		
SiO <sub>2</sub>	38.59	40.33	36.48	36.82	38.00	37.08	38.00	37.30
TiO <sub>2</sub>	2.16	1.27	3.08	2.70	2.92	2.82	3.38	3.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.12	13.90	15.90	15.39	15.01	15.65	14.63	15.36
FeO*	15.78	13.83	18.25	18.12	14.31	13.68	14.30	12.63
MnO	0.34	0.35	0.63	0.57	0.20	0.08	0.14	0.11
MgO	14.26	16.83	11.43	11.77	15.77	16.07	15.57	17.57
CaO	0.04	0.06	0.02	0.00	0.02	0.01	0.02	0.03
Na <sub>2</sub> O	0.52	0.39	0.36	0.34	1.10	0.21	0.95	0.97
K <sub>2</sub> O	8.57	8.40	8.87	8.93	8.19	9.45	8.39	8.36
H <sub>2</sub> O**	4.03	4.09	3.94	3.93	4.06	4.03	4.05	4.08
Total	99.41	99.45	98.96	98.57	99.58	99.08	99.43	99.48
	O, OH=24							
Si	5.740	5.919	5.552	5.621	5.615	5.520	5.629	5.489
Al <sup>IV</sup>	2.260	2.081	2.448	2.379	2.385	2.480	2.372	2.511
Al <sup>VI</sup>	0.391	0.324	0.405	0.391	0.230	0.266	0.183	0.154
Ti	0.242	0.141	0.353	0.309	0.325	0.316	0.377	0.340
Fe	1.963	1.698	2.323	2.313	1.769	1.703	1.772	1.554
Mn	0.043	0.043	0.081	0.074	0.026	0.010	0.017	0.014
Mg	3.161	3.682	2.591	2.679	3.474	3.566	3.437	3.852
Ca	0.006	0.009	0.003	0.000	0.003	0.002	0.003	0.005
Na	0.150	0.112	0.105	0.100	0.314	0.061	0.273	0.276
K	1.626	1.572	1.722	1.739	1.543	1.795	1.586	1.569
mg	0.61	0.68	0.52	0.53	0.66	0.68	0.66	0.71

\* 全鉄を FeO に換算 \*\* 分子式から逆算した量

21) FUKUTOMI (1918) は既に斜長石・濃褐色普通角閃石・黒雲母 (アノマイト) 各1個の化学組成を示した。

第17表 三瓶火山噴出物火砕堆積物の角閃石の化学組成<sup>22)</sup>

	三瓶ベースサージ堆積物		上山ベースサージ堆積物		小田火砕流堆積物		三瓶降下軽石堆積物	
SiO <sub>2</sub>	47.66	47.80	46.50	44.36	47.49	47.64	47.77	44.27
TiO <sub>2</sub>	1.60	1.16	1.16	1.28	0.94	0.84	0.76	1.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.86	8.58	9.17	11.98	8.19	8.54	8.24	12.15
FeO*	15.11	13.36	13.33	9.64	13.15	13.46	13.08	10.30
MnO	0.51	0.56	0.54	0.09	0.59	0.59	0.65	0.08
MgO	12.52	14.19	14.18	14.87	14.44	14.49	14.77	14.96
CaO	11.20	10.34	10.61	11.90	10.79	10.48	10.21	11.70
Na <sub>2</sub> O	0.92	1.41	1.39	1.96	1.27	1.35	1.28	2.17
K <sub>2</sub> O	0.61	0.21	0.26	0.28	0.21	0.22	0.22	0.26
H <sub>2</sub> O**	2.02	2.06	2.04	2.05	2.05	2.06	2.05	2.05
Total	99.01	99.67	99.18	98.41	99.12	99.67	99.03	99.00
O, OH=24								
Si	7.079	6.964	6.831	6.501	6.966	6.950	6.995	6.469
Al <sup>IV</sup>	0.921	1.036	1.169	1.500	1.034	1.050	1.005	1.531
Al <sup>VI</sup>	0.280	0.437	0.419	0.570	0.382	0.418	0.418	0.562
Ti	0.179	0.127	0.128	0.141	0.103	0.092	0.084	0.117
Fe	1.877	1.628	1.637	1.182	1.613	1.643	1.602	1.259
Mn	0.064	0.069	0.068	0.011	0.073	0.073	0.080	0.010
Mg	2.771	3.080	3.104	3.249	3.157	3.150	3.222	3.257
Ca	1.782	1.614	1.670	1.868	1.695	1.637	1.601	1.831
Na	0.265	0.397	0.395	0.557	0.362	0.380	0.364	0.616
K	0.116	0.039	0.048	0.052	0.040	0.041	0.040	0.049
mg	0.59	0.53	0.65	0.73	0.65	0.65	0.66	0.72

\* 全鉄を FeO に換算 \*\* 分子式から逆算した量

第18表 日影山溶岩の角閃石の化学組成

	斑 晶		斑 晶		斑 晶	石 基	
	濃 色	淡 色	濃 色	淡 色			
SiO <sub>2</sub>	46.21	44.63	42.64	44.55	47.58	44.43	45.26
TiO <sub>2</sub>	0.79	1.54	1.64	1.32	0.74	1.15	1.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.25	11.82	12.97	11.70	8.34	11.60	11.26
FeO*	14.24	9.56	13.38	9.01	13.37	10.94	8.73
MnO	0.54	0.15	0.28	0.16	0.67	0.17	0.18
MgO	13.90	16.25	12.30	15.89	14.50	15.23	16.74
CaO	9.98	11.44	11.12	11.63	10.29	11.56	11.57
Na <sub>2</sub> O	1.59	2.13	2.30	2.06	1.45	1.90	1.97
K <sub>2</sub> O	0.23	0.30	0.30	0.29	0.21	0.26	0.25
H <sub>2</sub> O**	2.05	2.08	2.02	2.06	2.05	2.05	2.08
Total	99.78	99.90	98.95	98.67	99.20	99.29	99.22
O, OH=24							
Si	6.762	6.443	6.337	6.495	6.974	6.490	6.545
Al <sup>IV</sup>	1.238	1.557	1.663	1.506	1.026	1.511	1.456
Al <sup>VI</sup>	0.530	0.454	0.609	0.506	0.414	0.488	0.464
Ti	0.087	0.167	0.184	0.145	0.082	0.126	0.129
Fe	1.742	1.154	1.662	1.098	1.639	1.336	1.055
Mn	0.067	0.019	0.035	0.019	0.083	0.021	0.021
Mg	3.031	3.497	2.723	3.452	3.167	3.315	3.606
Ca	1.565	1.770	1.771	1.816	1.616	1.809	1.793
Na	0.451	0.595	0.663	0.582	0.411	0.537	0.553
K	0.042	0.055	0.057	0.054	0.039	0.049	0.046
mg	0.61	0.75	0.62	0.76	0.65	0.71	0.77

\* 全鉄を FeO に換算 \*\* 分子式から逆算した量

22) LEAKE (1968) の分類による

角閃石

普通角閃石を主にするが、化学組成では最も多様性に富む。火砕堆積物に含まれるものは一般に軸色Zは草緑色を示し、Tschermakitic hornblende から Magnesian-hornblende に属する。

溶岩では周縁または一部に淡色を呈するものがある。日影山溶岩では角閃石斑晶に Tschermakite や Magnesian-hornblende などと種類が多いが、淡色部ではmg値が増大し、同時にCaO及びNa<sub>2</sub>Oが増加した Tschermakitic hornblende となる。石基の角閃石も淡色部にほぼ近い Magnesian-hornblende である。本溶岩では黒雲母と反応関係の角閃石は Tschermakite である (第18表)。

三瓶山頂丘溶岩の角閃石は、ほとんどが Magnesian-hornblende であるが、Ferroan pargasitic hornblende から Edenite が少量認められる (第19表)。

太平山火砕流堆積物の角礫 (久部) では、石基の角閃石に Magnesian-hornblende と Tschermakitic hornblende にまたがるものの2種類があって、更に Cumingtonite が極めてまれに認められた (第20表)。

黒雲母と反応関係にある角閃石は、日影山溶岩では Tschermakite からであり、三瓶山頂丘溶岩や太平山火砕流堆積物では Magnesian-hornblende である。これらの化学組成を第21表に示す。

第19表 三瓶山頂丘溶岩の角閃石の化学組成

	1	2	3	4	5	6	7	8
	兜 山		男三瓶山頂南部		男 三 瓶 山 南 西 腹			
SiO <sub>2</sub>	43.21	43.32	44.90	47.19	46.76	42.66	44.70	45.83
TiO <sub>2</sub>	1.49	1.42	1.24	1.09	0.73	1.67	1.23	0.87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.39	12.04	11.94	8.53	8.29	12.55	10.98	8.68
FeO*	12.32	10.10	10.88	12.85	13.00	11.76	10.08	12.65
MnO	0.14	0.15	0.16	0.39	0.68	0.17	0.16	0.60
MgO	14.21	15.80	15.23	14.82	14.24	14.43	16.88	14.75
CaO	11.08	11.42	10.87	10.59	10.48	11.19	11.27	10.35
Na <sub>2</sub> O	2.34	2.54	2.05	1.54	2.68	2.28	2.04	3.23
K <sub>2</sub> O	0.34	0.41	0.34	0.20	0.18	0.31	0.22	0.20
H <sub>2</sub> O**	2.04	2.05	2.07	2.05	2.03	2.03	2.07	2.03
Total	99.56	99.25	99.68	99.25	99.07	99.05	99.63	99.19
O, OH=24								
Si	6.350	6.340	6.513	6.903	6.899	6.294	6.484	6.770
Al <sup>IV</sup>	1.650	1.660	1.487	1.097	1.101	1.706	1.516	1.230
Al <sup>VI</sup>	0.496	0.418	0.556	0.374	0.341	0.476	0.361	0.281
Ti	0.164	0.156	0.136	0.120	0.081	0.185	0.134	0.096
Fe	1.514	1.237	1.320	1.573	1.604	1.452	1.223	1.563
Mn	0.017	0.018	0.019	0.048	0.085	0.021	0.019	0.075
Mg	3.113	3.447	3.292	3.230	3.131	3.173	3.650	3.246
Ca	1.744	1.792	1.689	1.660	1.656	1.769	1.751	1.638
Na	0.666	0.721	0.578	0.437	0.767	0.652	0.572	0.924
K	0.064	0.076	0.063	0.038	0.034	0.058	0.040	0.038
mg	0.67	0.73	0.71	0.67	0.65	0.68	0.75	0.66

\* 全鉄を FeO に換算 \*\* 分子式から逆算した量

1: Tschermakitic hornblende 2: Ferroan pargasitic hornblende 3: Magnesian-hornblende  
 4: Magnesian-hornblende 5: Magnesian-hornblende 6: Tschermakitic hornblende  
 7: Tschermakitic hornblende 8: Edenite

第20表 太平山火砕流堆積物角礫の石基角閃石の化学組成

	Tschermakitic hornblende			Magnesio-hornblende			Cummingtonite	
SiO <sub>2</sub>	44.82	44.24	44.75	47.96	47.59	48.50	53.07	53.92
TiO <sub>2</sub>	1.45	1.49	1.52	0.95	0.81	0.84	0.77	0.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.72	11.26	10.97	8.44	8.36	7.54	3.64	2.65
FeO*	10.65	10.62	12.79	13.24	13.29	12.20	13.48	15.97
MnO	0.15	0.12	0.17	0.67	0.65	0.51	0.76	0.77
MgO	15.92	15.75	14.13	14.63	14.80	16.03	16.00	21.02
CaO	10.59	11.14	10.86	10.20	10.46	10.01	8.12	1.90
Na <sub>2</sub> O	1.94	2.40	2.12	1.33	1.24	1.24	1.07	0.47
K <sub>2</sub> O	0.30	0.33	0.34	0.25	0.20	0.16	0.22	0.04
H <sub>2</sub> O**	2.07	2.06	2.05	2.06	2.05	2.06	2.08	2.10
Total	99.61	99.41	99.70	99.73	99.45	99.09	99.21	99.18
O, OH=24								
Si	6.495	6.458	6.556	6.977	6.952	7.053	7.659	7.708
Al <sup>IV</sup>	1.506	1.542	1.444	1.023	1.048	0.947	0.341	0.292
Al <sup>VI</sup>	0.497	0.395	0.451	0.425	0.392	0.346	0.279	0.155
Ti	0.158	0.164	0.167	0.104	0.089	0.092	0.084	0.037
Fe	1.290	1.297	1.567	1.610	1.624	1.484	1.627	1.909
Mn	0.018	0.015	0.022	0.083	0.081	0.063	0.093	0.093
Mg	3.439	3.427	3.085	3.172	3.223	3.474	3.442	4.479
Ca	1.644	1.742	1.705	1.589	1.638	1.560	1.256	0.291
Na	0.544	0.680	0.603	0.375	0.351	0.350	0.298	0.130
K	0.055	0.062	0.064	0.046	0.037	0.030	0.041	0.007
mg	0.72	0.72	0.66	0.85	0.65	0.69	0.67	0.69

\* 全鉄を FeO に換算 \*\* 分子式から逆算した量

第21表 三瓶火山噴出物中の黒雲母の反応縁をなす角閃石の化学組成

	日影山溶岩		円頂丘溶岩	太平山火砕流堆積物	
SiO <sub>2</sub>	40.81	43.84	44.87	46.93	44.56
TiO <sub>2</sub>	2.93	2.68	1.86	1.08	2.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.18	11.44	8.48	8.91	11.04
FeO*	11.03	11.86	13.71	13.11	12.64
MnO	0.19	0.26	0.66	0.54	0.36
MgO	14.38	14.85	14.14	15.14	13.91
CaO	10.73	10.50	10.47	9.84	10.41
Na <sub>2</sub> O	2.11	1.91	1.63	1.51	1.84
K <sub>2</sub> O	0.37	0.27	0.29	0.19	0.33
H <sub>2</sub> O**	2.03	2.05	2.00	2.05	2.05
Total	98.76	99.66	98.11	99.30	99.48
O, OH=24					
Si	6.028	6.403	6.718	6.860	6.531
Al <sup>IV</sup>	1.972	1.597	1.282	1.141	1.469
Al <sup>VI</sup>	0.498	0.372	0.215	0.395	0.439
Ti	0.326	0.294	0.210	0.119	0.258
Fe	1.363	1.448	1.717	1.603	1.550
Mn	0.024	0.032	0.083	0.067	0.045
Mg	3.166	3.232	3.156	3.297	3.039
Ca	1.698	1.644	1.679	1.542	1.634
Na	0.605	0.542	0.472	0.428	0.522
K	0.069	0.051	0.055	0.036	0.061
mg	0.70	0.69	0.64	0.66	0.66

\* 全鉄を FeO に換算 \*\* 分子式から逆算した量



第22表 三瓶火山噴出物中の紫蘇輝石の化学組成

	1		2	3		4	
SiO <sub>2</sub>	53.83	53.13	53.22	54.62	53.78	52.88	52.98
TiO <sub>2</sub>	0.08	0.15	0.05	0.16	0.28	0.34	0.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.60	1.16	1.00	0.73	0.70	0.96	1.42
FeO*	18.74	17.44	19.18	17.27	15.02	17.96	18.04
MnO	1.46	0.93	0.91	0.50	1.13	0.83	1.31
MgO	23.94	25.22	23.99	24.97	26.88	24.13	24.76
CaO	0.66	1.23	0.55	1.24	1.40	1.78	1.27
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.06	0.03
K <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	99.34	99.30	98.94	99.53	99.21	98.94	100.06
	O=6						
Si	1.992	1.958	1.977	1.996	1.964	1.963	1.946
Al <sup>IV</sup>	0.008	0.042	0.023	0.004	0.030	0.037	0.054
Al <sup>VI</sup>	0.018	0.008	0.021	0.027	0.000	0.005	0.008
Ti	0.002	0.004	0.002	0.004	0.008	0.010	0.007
Fe	0.580	0.538	0.596	0.528	0.459	0.558	0.554
Mn	0.046	0.029	0.029	0.016	0.035	0.026	0.041
Mg	1.320	1.385	1.329	1.360	1.463	1.335	1.356
Ca	0.026	0.048	0.022	0.048	0.055	0.071	0.050
Na	0.001	0.002	0.002	0.002	0.001	0.005	0.002
K	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Ca	1.36	2.45	1.13	2.50	2.78	3.61	2.55
Mg	68.53	70.28	68.25	70.24	74.01	67.99	69.17
Fe	30.11	27.27	30.62	27.26	23.22	28.40	28.28

\* 全鉄を FeO に換算

1: 三瓶円頂丘溶岩の石基 2: 太平山火砕流堆積物角礫の石基 3: 角閃石周縁 4: 黒雲母周縁

輝石は円頂丘溶岩の石基に認められるもので、長径は0.05mm前後の紫蘇輝石である。その化学組成を第22表に示すが、いずれもEnは70前後を示す。その他にオパサイト化により生成されたものもあるか、それらの化学組成もほぼ同様である。

#### 鉄鉱

磁鉄鉱-ウルボスピネル系の鉄鉱はすべての噴出物に含まれる。そのTiO<sub>2</sub>成分は流紋岩角礫と三瓶ベースサージ堆積物では1.6%前後、上山ベースサージ堆積物で4%前後、日影山溶岩3.6%前後、小田火砕流堆積物4.5%前後、三瓶降下軽石堆積物4%前後、円頂丘溶岩で4-6%と前後しながら次第に高くなる。

赤鉄鉱-イルメナイト系の鉄鉱は、三瓶ベースサージ堆積物と日影山溶岩でTiO<sub>2</sub>それぞれ26%及び28%である。円頂丘溶岩では上記の鉄鉱は離溶している。

## VII. 地質構造

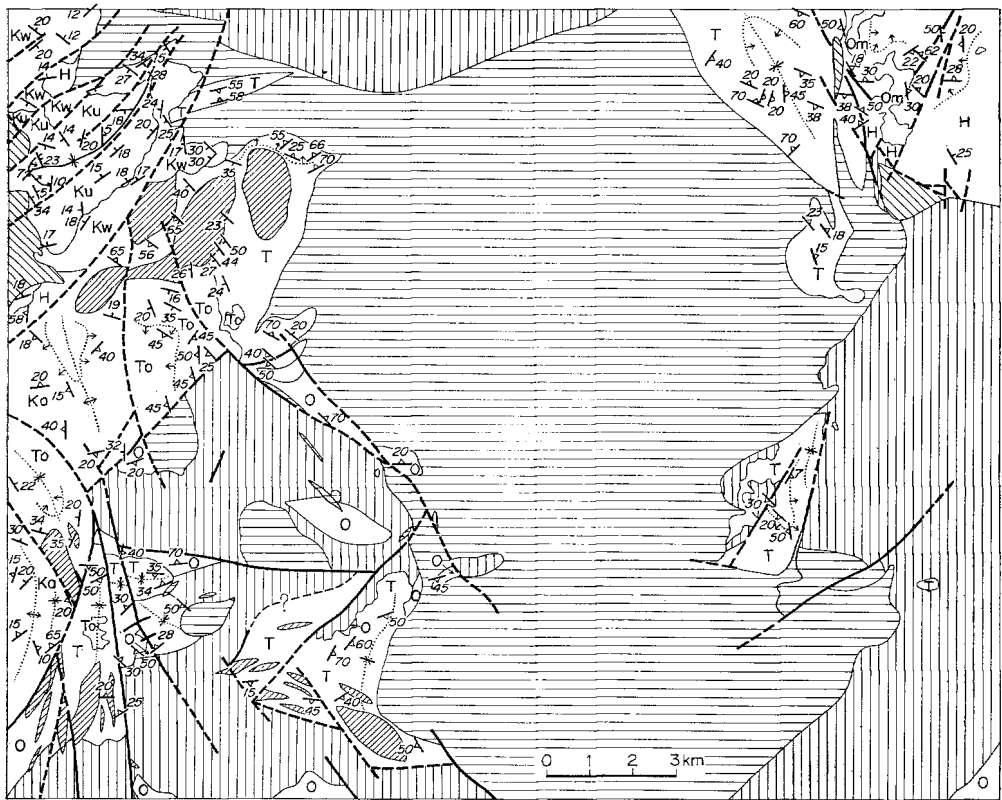
本図幅地域に認められる断層、褶曲などの地質構造は、大きくみて、

- 1) 白亜系上部-中新統最下部を規制する構造
- 2) 中新統下部-中部を規制する構造

に分けることができる（第92図）。

1) の構造は、NW-SE方向及びNE-SW方向に延びる断層、褶曲軸で特徴づけられる。白亜紀後期火山岩類及び高山層群は、石見花崗岩や酒谷トナール岩と接触する付近では、境界とほぼ平行に延びる向斜構造をなす。この構造は、堆積時の基盤の起伏によって規制された構造や、横原複合体の進入による変形などが認められる所を除けば、かなり明瞭で、石見花崗岩や酒谷トナール岩の進入によって形成されたと考えることができる。

本図幅地域西部に広く分布する白亜系上部一古第三系は、大局的には高山一元山一小松地付近を軸とする隆起部と、その両翼に断層で境された沈降部を形成しているとみることができよう。高畑花崗岩・



- 地層・岩体境界
- - - 断層
- ↗ 向斜
- ↖ 背斜
- ⤵ 半ベースン構造
- ⤴ 半ドーム構造
- ↗ 地層の走向・傾斜
- ↖ 流理構造の走向・傾斜

- |       |    |                    |
|-------|----|--------------------|
| 新第三系  | Om | 大森層                |
|       | Ku | 久利層                |
|       | Kw | 川合層                |
|       | H  | 波多層                |
| 古第三系  | Ko | 小松地デイスサイト層         |
|       | To | 戸風呂谷層              |
|       | Ka | 川内層群               |
|       | T  | 高山層群               |
| 上部白亜系 | O  | 邑智層群及び<br>新造寺山流紋岩類 |

- 新第三紀進入岩類  
(溶岩ドームを含む)
- 古第三紀後期進入岩類  
及び古第三紀岩脈類  
(横原複合岩体など)
- 古第三紀中期進入岩類  
(石見花崗岩など)
- 古第三紀前期進入岩類  
(乙原花崗岩など)

第92図 三瓶山図幅地域における上部白亜系一新第三系の地質構造図

乙原花崗岩は、周囲を断層で境されたブロックを形成し、隆起部の中心となっている。高畑花崗岩と乙原花崗岩、乙原花崗岩と高山層群等を境する断層や小松地デイスাইト層及び戸風呂谷層と高畑花崗岩とを境する断層は、隆起部が形成される以前のものである。隆起・沈降に伴って形成された断層は、NW-SEあるいはNNW-SSE方向に延びている。ほぼ同方向に延びる褶曲構造は、それらの断層群の形成に伴ってできたものであろう。

本図幅地域南西部に見られる環状一半環状の断層は、以上の構造をすべて切るもので、松田（1976, 1977）、松田・小田（1982）は、川内層群の火成活動時の陥没によってできたと考えている。この断層の内側に認められる褶曲構造は、その際にできたものかもしれない。

同様の断層・褶曲は、波多地域にも認められ、やはり波多層の火成活動時の陥没によってできたと考えられている（沢田, 1978a）。

2) の構造は、1) の構造とは対照的にNE-SW方向に延びる断層、褶曲で特徴づけられる。デイスাইト溶岩ドームやひん岩—安山岩の小岩体付近でうねり構造を示す部分を除けば大局的には、基盤と中新統下部—中部とを境する断層と平行な断層群や、川合町神領付近を通る背斜と基盤との間の向斜の延びの方向がほぼ一致している。地層の分布から判断すると、褶曲構造は堆積時の基盤の構造を反映しているようにみえる部分があるが、断層、褶曲の延びの方向が一致することからも分かるように、基盤の差別的運動によってできたと考えるのが妥当である。なお、NE-SW方向の構造は、この周辺の同時期の地層群に普遍的に認められることから、広域的な構造運動を反映しているといえよう。

1) と2) の構造の顕著な違いは、既に述べたように2) の構造が中新世前期あるいはそれ以前に形成されたことを意味している。恐らく、1) の構造は、主として石見花崗岩の侵入、古第三紀後期—中新世前期の火成活動に伴って形成されたものであろう。

## VIII. 応用地質

### VIII. 1 概要

本図幅地域内では、かつて広範囲にわたって山砂鉄が盛んに採掘され、地形の人工改変の跡が各所に見られる。江川が邑智町から川本町に差し掛かる本地域南西端には、明治20年代に、「西の足尾銅山」と称されるほどの繁栄を誇った銅ヶ丸鉱山跡がある。江川至近という水利交通の便から、舟付場には当時今津や港という地名がついていた。

現在稼行中の金属鉱床は一つもないが、銅ヶ丸鉱山のほか、各地に散在する銅・亜鉛・鉛・モリブデンの小鉱脈が採掘されたことがある。これらが石見花崗岩に関連する変質作用、暗灰色石英脈形成や、磁鉄鉱や硫化鉄の普遍的散在の事実と無関係ではなさそうであることは、本地域の火成作用と鉱化作用を考察する上に大きな手掛りを与えることになる。

非金属鉱床としては、小松地デイスাইト層中の陶石鉱床が知られているほか、都野津層群水上層が石州瓦用粘土として採掘されている。

本地域の約4分の3の面積を占める花崗岩類は、節理や変質・風化作用のため、山砂鉄採取には好都合であったが、石材あるいは砕石用には全く適しておらず、ただ掛合町野田山のトータル岩が石材として、また新第三系火山岩が砕石に、河川敷の砂利が土木建築材料として小規模に採取されている。

温泉及び鉱泉は一般に溶存元素に著しく富み、その上放射能が異常に高いという特徴を持っている。しかし泉温は概して低目である。

そのほか、緩やかに流下する江川と流域の急峻な地形・脆弱な地質は、しばしば崖崩れや集中豪雨洪水による河川氾濫を発生させ、本地域の多くの場所に大きな被害を与えてきた。本報告では、こうした自然災害とともに地震による被害についても記述する。

## VIII. 2 金 属 鉱 床

本図幅地域内の金属鉱床は、花崗岩類の造岩鉱物としての鉄鉱物を採掘対象とした山砂鉄、花崗岩類の活動に伴う脈状鉱床としての銅、亜鉛、鉛、モリブデン及びマンガんと、三瓶火山の温泉より沈殿したマンガン土の三種類に分けられる。現在稼行しているものはない。

### (i) 銅・亜鉛・鉛

花崗岩類の節理系に沿って鉱化作用を受けたもの、及び花崗岩と白亜紀後期火山岩類との貫入接触部に鉱化作用を受けたものがある。前者の例として石見花崗岩中の御崎鉱山（大田市池田）及び池田鉱山（同）が、後者の例として銅ヶ丸鉱山（邑智町竹南方）が稼行されていた。このほかにも三谷谷鉱山（邑智町三反谷）のように小規模に探鉱あるいは採掘されていた跡が各地に残っている（日本鉱産誌、1956）

#### 銅ヶ丸鉱山

1431年（永享3年）銅ヶ丸鉱山として採掘が始められ、1890年（明治23年）には石見国屈指の大鉱山となった（村山・服部、1961）。しかし、採掘実績についてはほとんど記録が残っていない。近代的な設備によって大規模に稼行されたのは明治年間の短い期間のみである。地質は主として邑智層群の流紋岩火砕岩とこれを貫く中一粗粒の乙原花崗岩からなり、接触部付近では火砕岩が著しい珪化及び鉱化作用を受けている。また、これらを切って石英斑岩ないし流紋岩とひん岩の岩脈が貫入している。鉱床は、この珪化した邑智層群中に胚胎する鉱脈鉱床で、その走向はN55-75° E, N20° W-N20° E, N30-50° Wの三方向である。富鉱部は前二者の交点付近に存在する。鉱脈は黄鉄鉱、閃亜鉛鉱を伴う黄銅鉱石英脈で、上部には輝銅鉱、自然銅、藍銅鉱も産したという（村山・服部、1961）。

明治の末頃銅価格暴落のため休山、その後明治42年（1909）年の火災によって施設を失い閉山した。明治年間の生産高を第23表に示す。

第23表 銅ヶ丸鉱山の粗銅生産量（t）

1888年	1890年	1891年	1894年	1895年	1896年	1905年	1906年	1907年	1908年	1909年
235	67	214	283	401	349	230	202	192	58	閉山

地質調査所中国出張所資料、鉱床部資料及び村山・服部（1961）による。

## (ii) マンガン

本図幅地域のマンガン鉱床は吉村（1952）により、温泉中の溶存マンガンが砂礫層中に層状に沈殿・堆積したもの（三瓶型鉱床と命名）と、花崗岩中に鉱染したものの二つに分けられ、前者の例として三瓶山鉱山を、後者の例として三瓶向山<sup>いびだに</sup>鉱山及び伊比谷の露頭を報告した。

三瓶山鉱山：大田市三瓶町志学北方奥の湯

奥の湯は三瓶温泉の泉源で、三瓶火山の日影山と孫三瓶の間の小沢に位置する。渡瀬（1925）及び吉村（1952）によれば、鉱床は黒雲母角閃石安山岩を覆う砂礫層に挟まった厚さ5cm-1.2mの黒色の層で、砂礫層を切る沢に沿って露出している。鉱石はボロボロの火山灰様のマンガン土で、ときに褐鉄鉱を伴う。温泉から沈殿した泉華鉱床と考え、このような型の鉱床を三瓶型鉱床と名付けた。主として明治年間に採掘され、戦前までに数100tを出鉱したという。

今回の調査中、頓原町伊比の角井川東岸に小規模なマンガン鉱の露頭が発見された。この露頭は石見花崗岩中に幅約3mのばら輝石を主体とした鉱脈鉱染型の鉱床である。これは吉村（1952）の報告したものと異なるので、伊比一帯には未発見の鉱床が存在する可能性がある。

## (iii) モリブデン

本図幅地域内の輝水鉛鉱は中央部を占める石見花崗岩中に生じており、稼行された三瓶鉱山（島根県、1951）のほか、石見花崗岩の節理系に沿って輝水鉛鉱の小結晶が散在するのが各地で見られる。

三瓶鉱山：邑智町湯抱北方

輝水鉛鉱は石見花崗岩の混成相である角閃石黒雲母花崗岩の節理に沿う石英脈中に産する。この鉱脈は石見花崗岩全体の節理系と同じ北西—南東の走向を持ち、南西に30-60°傾斜している。石英脈は0.2-1.5mの幅で、著しく膨縮する。そのほかに少量の黄鉄鉱、白雲母が含まれる。生産量は、Moに換算して昭和19年から21年の間、わずかに10tであった。

## (iv) 山砂鉄

本地域は山陰地方の花崗岩地帯の例と同じく良質の山砂鉄に恵まれ、古くから製鉄が行われた。現在でも山間の谷には当時の鉱滓が散乱している。また<sup>なたらだに</sup>釜谷・戸風呂谷・灰屋など製鉄に因む地名が残っている。奥山や沢谷などの山間部には、山体が切り崩されたり、砂鉄採取後の残土が近くの谷に埋められて平坦地が造られるなど、人工改変地形が見られる。

邑智町誌には古い時代の製鉄に関する地名、神社、砂鉄採取法、製鉄法、江戸時代の古文書等が収められている（尼川、1979）。これによると、古くは奥山や酒谷—光峠地域で製鉄が盛んだったことが分かる。これらの地域は多量の磁鉄鉱を含む花崗閃緑岩から石英閃緑岩の分布域に当たっている。山砂鉄を用いた製鉄は明治の近代的な製鉄の始まりとともに衰微の一途をたどった。本地域における過去の山砂鉄の生産量などの詳しい記録は残っていない。

## VIII. 3 非 金 属 鉱 床

本図幅地域内には、白亜紀後期—古第三紀の火山—深成活動による接触変成—熱水変質作用が著しいため、粘土鉱物や沸石を多量に生じている部分が各地に存在する。しかしながら、実際に鉱床として

稼行あるいは試掘の対象になったのは、大田市川合町の南端に位置する鶴降山周辺の陶石鉱床のみである。そのほかに、せっき粘土鉱床として、都野津層群中の粘土層が知られている。本図幅地域内に分布する都野津層群水上層には、数mの厚さを持つ粘土層が認められ、小松地西方の小貝谷付近、小松地から<sup>かたらがい</sup>栢谷に至る道路の北側の2か所で採掘されたことがある。採掘された粘土の用途は不明。カオリン・モンモリロナイト・セリサイトを含む。都野津層群の粘土は一般に、石州瓦の原料として用いられているが、小松地付近のものは耐火度がSK20以下で、瓦原料としては不適當である（永島ほか、1978）。

#### 鶴降山周辺の陶石鉱床

この付近の陶石鉱床については、酒井・調枝（1969）の調査報告がある。この項の記述もその報告によるものである。

別府峠から中山にかけて国道沿いの小松地デイサイト層中に2鉱体、中山の北東約2km、標高260mの地点に1鉱体知られている。これらの鉱体は、いずれも規模は不明であるが、露頭で判断する限り、不規則塊状一脈状の小規模なものと考えられる。酒井・調枝（1969）によれば、中山付近の陶石は白色で堅硬なものから淡緑白色で、やや脆弱なものまでであるが、いずれも、セリサイト・緑泥石・石英・長石を含み、モンモリロナイトを含む場合もある。釉薬として利用されていたが、現在はほとんど採掘されていない。また、中山北東鶴府付近の陶石は、カオリナイト・明ばん石・石英・長石を含み、試掘の対象になったことがある。そのほかに、鶴降山周辺には、パイロフィライト・カオリナイト・セリサイトを含む陶石の小鉱体が何か所かで見つかっているが、いずれも詳細は不明。

### VIII. 4 砕石、石材及び砂利

本地域内には、火成岩が広く分布するが、変質・風化の著しいものが多いため、砕石や石材として利用されるものは少ない。現在、国道375号線沿いの大田市川合町中山付近で、小松地デイサイト層・波多層を貫く新第三紀安山岩—玄武岩岩脈が土木建築用砕石として採取されている。岩脈の幅は100m内外と思われるが全体の規模は不明。

また、掛合町波多地域の野田山では、墓石などの石材が採取されている。この石材は、野田山を形成する石英閃緑岩—トータル岩（野田山複合岩体）の風化帯に残存する球状の核岩（玉石、大きさは2-5m大）を掘り起こし、切り出したものである。

このほかに、本図幅地域内を流れる江川の河岸に分布する砂利が、コンクリート用骨材として採取されている。現在大規模に採取されているのは、邑智町明塚から高畑にかけて分布する砂利のみであるが、赤来町来島ダム建設に際しては、浜原付近の砂利が大量に採取されたことがある。

### VIII. 5 温泉及び鉱泉

本地域内には、10数か所から温泉・鉱泉が湧出あるいは汲み上げられている。温泉街として、三瓶山南麓の志学<sup>しがく</sup>温泉（近年三瓶温泉に改称した）及び三瓶山南西方約7kmで邑智町粕淵北西方3.5kmの

第24表 三瓶山図幅地域の温泉・鉱泉の化学成分

地質区分	名 称	水温 (°C)	pH	固形成 分総量	Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	CO <sub>2</sub>	Br <sup>-</sup>	I <sup>-</sup>	Br/Cl ×10 <sup>2</sup>
三瓶火山 噴出物	志学温泉 元湯	41.4	6.4	2,738	1,154	369	15	120	60	66	4.4	0.3	0.38
	久部温泉	29.5	6.0	3,446	1,709	641	42	128	75	193	—	—	—
	松ガ平湧水	23.4	6.8	3,022	1,316	371	17	141	92	24	4.8	0.3	0.37
石見花崗 岩 (混成岩 を含む)	池田鉱泉 3号泉	18.0	6.7	7,910	3,688	1,562	469	236	137	180	12.2	0.5	0.33
	〃 5号泉	17.5	6.7	4,996	2,293	928	275	212	89	101	—	—	—
	〃 奥の湯	22.1	6.8	8,228	3,660	1,523	326	504	113	112	11.7	0.6	0.30
	小林鉱泉 (瓜坂)	16.6	6.8	6,476	2,846	1,682	605	284	120	138	8.5	0.1	0.30
	千原温泉	34.0	7.1	9,050	3,717	2,184	383	232	45	94	11.9	1.1	0.32
乙原花崗 岩	小屋原温泉	37.8	6.7	5,378	2,506	1,018	252	314	82	174	8.3	0.3	0.33
高山層群 及び邑智 層群	湯抱温泉 源泉	31.7	7.3	16,550	4,623	2,580	436	230	98	92	16.8	0.4	0.36
	〃 源泉付近露頭	27.3	7.7	—	3,171	1,824	306	—	—	8	—	—	—

安藤 (1959) 第1表及び中村 (1962) 第32表から編集

(単位 mg/l) 分析: 安藤 武

湯抱温泉が知られている。このほか、単独の温泉施設あるいは温泉旅館が数か所に開設されている。

本地域南東部の赤来町松本及び加田において赤名花崗閃緑岩分布域の沖積層から、また本地域南端部の大和村潮において石見花崗岩の割れ目から鉱泉が汲み上げられている。現在資料に乏しく、その性質は分かっていない。

本地域の主要な温泉及び鉱泉について、本地質図幅の地質区分に対応させながらその特徴を安藤 (1959) 及び中村 (1962) に基づいて記述する。これらの温泉及び鉱泉は湧出母岩からみて、①三瓶火山噴出物3か所、②石見花崗岩 (混成岩を含む) 5か所、③乙原花崗岩1か所、及び④高山層群及び邑智層群の火山岩類2か所のように区分できる。化学成分等の性質は第24表のとおりである。中村 (1962) は11か所の温泉・鉱泉の特徴として次の3点を挙げ、本地域の温泉水の特異性を位置づけている。

1) Cl<sup>-</sup>、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>、CO<sub>2</sub>含量が高く、一般の火山性温泉とかなり違った性質を示しむしろ第三紀火成岩類に伴い、塩分含量の濃集した温泉ないし鉱泉に類似の性質を有する。

2) Br<sup>-</sup>/Cl<sup>-</sup>の比率も一般の火山性温泉に比べかなり高い値を有する。

3) これらの性質や強い放射能を有する点を考え合せるとむしろ温泉水の起源は、花崗岩質岩石の生成に関連ある残留熱水性温泉につながる疑いがある。

上記の特異性は三瓶山至近の温泉水も離れた所の温泉水も大きな差がほとんどなくその傾向は一致している。しかし第24表を少し詳しく解析してみると、湧出母岩が①三瓶火山噴出物の場合と、それ以外の②、③及び④の地質区分との間に差のあることが識別できる。このことは上記11か所の温泉水が、全体としては一つの特殊で共通的な地質環境下で生じていながら、三瓶山至近の地区とそうでない所との間に若干の違いのあることを暗示している。有力な原因として、(i) 三瓶山の火山活動に影響を受けている、あるいは(ii) 松原 (1959) の指摘した温泉変質帯がNE-SW方向に広がっており、松原 (1959) の指摘した範囲外にある池田鉱泉及び小林鉱泉を含めて、水質も熱源もこの温泉変質帯の規制を受けている、(iii) 石見花崗岩体及びその周辺地帯から温泉水は湧出しており、この岩体中の割れ目・岩脈・変

質作用・鉱化作用に関係している、(iv) 上記 (iii) の原因によって水質の規制を受けるが、熱源<sup>23)</sup> は三瓶山（あるいは本地域西方の大江山）の火山活動に関係する、の4つが考えられる。

第24表のなかの固形成分総量から分かるように、これらの温泉・鉱泉の水質は三瓶火山噴出物中のものを除くと、いずれも特に溶存成分に富み濁っている上に、高い放射能をもっている。この放射能異常は、池田鉱泉1号泉で $Ra=36.4 \times 10^{-12} \text{ g/l}$ 、湯抱温泉で $Ra=35.1 \times 10^{-12} \text{ g/l}$ の測定値が得られていること、及びウラン・トリウム系元素の検出が微量であり（安藤, 1959; 松原, 1959）、更に小林鉱泉 $Rn$  637.4 $\times 10^{-10}$  キュリー、志学温泉（奥の湯） $Rn$  1.8 $\times 10^{-10}$  キュリー、及び池田鉱泉（旧称では佐比売鉱泉）放射能187マッヘ<sup>24)</sup> のデータ（地質調査所編纂, 1957, p. 173）からも明白である。これらの温泉・鉱泉がラジウム泉と呼ばれるわけである。

筆者らは、本地質図幅地域における主な温泉・鉱泉の特質は上記4つの原因のうち (iv) が最も妥当である、と考えている。

## VIII. 6 自然災害

ここでは次の、VIII. 7. 地震において述べる地震災害を除く、自然災害について簡単に述べる。

本地域における自然災害について三浦 (1979) は (1) 山地災害と (2) 河川災害とに分けている。以下の内容は三浦 (1979) 及び松川 (1979) の論述に基づき、筆者らの見解を若干加えてまとめたものである。

### (1) 山地災害

山麓緩斜面や谷に沿う棚田の崩壊、溪流による浸食、及び風化した岩石・地層の崩壊によって生じている。なかでも風化した岩石・地層の崩壊は次の3種類に識別できる。

(i) まさ化した花崗岩質岩石の崖や峻立した節理を持つ岩塊の滑落（特に邑智町奥山付近など山砂鉄採掘地）。

(ii) 都野津層群水上層の分布域において、構成物である礫層及び砂層の風化したものが貯留していた水を湧出する際に地すべりを起す（特に邑智町小松地——京覧原付近）。

(iii) 三瓶火山噴出物のうち、火砕流堆積物及び降下軽石堆積物が吸水、膨脹した上に、溪流によって浸食されると崖崩壊を起す（特に邑智町久保及び猿丸、頓原町三原——才谷付近）。

### (2) 河川災害

江川に沿う谷底平野における流水による掃流、冠水及び土砂流入が主なものである。江川は山陰山陽を分ける分水界中国山脈を横切って山陽側の水を集めて日本海に注いでおり、その幹川流路は延長199 kmに達している。

江川は、河口の江津から本地域内の邑智町浜原まで約60kmの間河床勾配1,500分の1、また浜原から上流90kmの三次市尾関山までの間1,000分の1という、約150kmの間極めて緩傾斜の流路を持っている。

23) 明治5年石見の地震の際、温泉水の著しい温度上昇が知られている（巨智部, 1889a）。なお山上 (1897) の解説は次のとおりである「志学温泉・温度ノ上昇 志学温泉ハモト温度低クシテ、殆ンド入谷ニ供ス可ラザルモノナリシガ、明治五年石見大地震ノ時ヨリ俄然温度ヲ高メ、今日ニ至テハ泉源ヨリ引水スルコト八町ノ遠キニ致スモ、尚二三時間放冷スルニ非レバ、入浴ニ堪ヘザルニ至レリ、（地學雜誌第三卷巨智部博士明五石見之震災参照）尚年ヲ追フテ上昇スルノ傾向アリト云フ」。また当時（明治30年）の温泉水の温度（華氏）は、志学が108° F（約42° C）、小屋原が102° F（約39° C）であり、第24表に示された約60年後の温度と大差のないことが分かる。

24) 1 マッヘは1 l中のエマネーションが3.7 $\times 10^{-10}$  キュリーの事。





第93図 蛇行する江川  
a 浜原ダム西方上空から江川及び三瓶山を望む (手前右側の集落は浜原) (島根県邑智郡邑智町提供)

る。そのため、激しい浸食作用や土砂移動はなく、浜原貯水池における堆砂量は驚くほど少ないといわれる。

過去の地質時代において江川沿いには大洪水の発生していることは、滝原や明塚付近の氾濫原の存在からも推定できる。浜原では、かつて、江川の流路は国鉄三江線浜原駅付近から八幡神社、甘露寺山の山麓を流れており、洪水のたびに氾濫しており、現在の浜原集落は江川西岸にあったという(第93図a, b)。

浜原ダム(中国電力株式会社明塚発電所用青石ダムのこと)は浜原の上流2.6kmに昭和28年完成したものであるが、その下流域において、(1)昭和40年7月及び(2)昭和47年7月に梅雨前線のもたらした集中豪雨により大洪水が発生している。

(1)昭和40年7月の洪水は浜原集落を水没させている。この時の災害は近世にもまれな洪水といわれ、沿岸一帯は壊滅的な被害を受け、災害救助法が発動された。昭和41年4月国の一級河川に昇格し、復旧工事が行われた結果自然堤防はコンクリートブロック護岸に変っている。しかし、浜原集落の一部は今でも江川の水位よりも低所に位置している。

(2)昭和47年7月の洪水では明塚—栗原一帯が冠水し、国鉄明塚駅では線路より3.40m高い所まで水に浸ったという。この時の洪水の伝播時間は三次市尾関山で3時30-40分、浜原で6時、江津で12時頃で



b 邑智町粕淵付近上空から江川を望む (左側上方は放水中の浜原ダム, 右側手前は粕淵駅付近) (島根県邑智郡邑智町提供)

あった。したがって、洪水の伝播速度は浜原の上流側でおよそ35km/時、下流側で10km/時となっている。

以上最近起った2回の大洪水は記録的集中豪雨によるものとはいえ、地形・地質の特徴から次のように解釈することができる。すなわち、江川の広大な上流域(全流域面積は3,870km<sup>2</sup>)から集水された膨大な雨水が、1,000分の1以下の緩勾配に沿ってゆっくり流下し、その上繰り返し蛇行を重ねることにより更に流速が減少する。そこへ、急勾配を持ち、しかも直線的に流下する沢谷川や早水川などから更に多量の雨水が集って急激になだれ込んだために、江川の水位が異常に急上昇した。大洪水はこのような環境の下に引き起こされたもの、と筆者らは考えている。

## VIII. 7 地震

本地域内に震源を持った被害地震は最近2回記録されている。また本地域に大きな被害をもたらした地震に明治5年石見の地震(マグニチュード7.4)がある。そのほか、本地域周辺に発生した地震には、三次市付近及び広島県双三郡布野村に幾つか(マグニチュード6.0-4.6)記録されている(第94図, 加藤, 1979; 活断層研究会編, 1980)。

明治5年石見の地震は「明治五年の浜田地震」と呼ばれ、海岸の顕著な隆起・沈降を伴っていたこと

で良く知られている(今村, 1913). 巨智部忠承は明治21年冬, 石州を巡回した際, 人々の語った「明五石見の震災」の様子をまとめるとともに, 地震の起因や前兆現象について説明している(巨智部, 1889a, b), そのなかで, この地震が本地域に与えた被害状況について, 当時邇摩郡佐摩村大森在勤増田齢造氏の話として, 以下のとおり報告している(本文では一部簡略するとともに, 平易な文章に手直した).

「1月末から2月の初めにかけて大森・浜田・益田市街の井戸水が急に枯渇又は水量が減じたため濁ってきたという。2月6日<sup>25)</sup>午後

4時頃地震があり多くの人々は戸外へ走り出たけれども別状はなかったが, 6時頃再び震動し, 以降引き続いて上下左右の大震動となった。(中略) この震災の後5日目に私は巡視のため安濃郡池田村(三瓶山の麓, 現在の大田市三瓶町池田)に来てみると, 大谷という家全一戸が一丈余りの地中に埋没していたり, 布沼の池(現在の浮布池)の弁天島が半分欠け潰れて池の水中に陥没したり, 志学村は損害特に甚しく, 三瓶の原(佐比賣野)は土塊隆起して土饅頭が出現しその上濁水を噴き出して止まず, 又三瓶山は反覆鳴動して山腹より岩塊が頻繁に落下したり, 更に池田村では押し出した土砂の下に埋もれている死体を3日程たってから一丈余りの地底から掘り出してみると, その指爪が全部脱落していた(身体を埋没させる土砂を掻き分けて地表へ出ようと悶え苦しんだ状態が推し量られて, 観るもの悚然とせざるを得なかった)。(中略) 五年全年は漸次軽震となり六年になっても多少の地震があった」

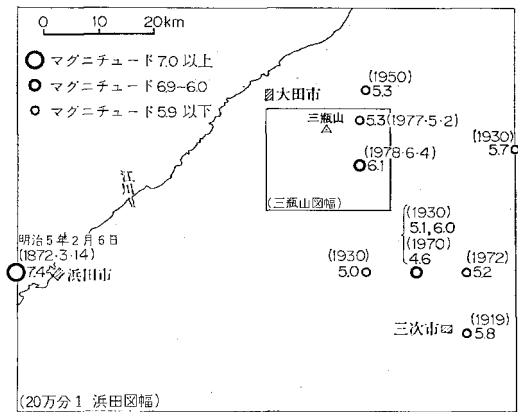
当時の惨状について生々しい報告をまとめたほかに, 既に, VIII. 5. 温泉・鉱泉の項において紹介したように, 巨智郡(1889a)はこの地震に伴って志学温泉の温泉水の温度が異常に上昇していることを詳しく観察している。

昭和52年5月2日, 三瓶山東方約5kmの地点(北緯35°09', 東経132°42', 深さ10km)でマグニチュード5.3の地震が発生し, 軽微な被害を生じた。同地域付近には過去にもマグニチュード5程度の地震がしばしば発生している(気象庁地震課 地震予知情報室, 1979)ことや, 明治以来同地域を中心として緩慢な隆起が継続している(国土地理院地殻調査部, 1978)ことは注目される。

昭和53年6月4日, 三瓶山南東約9kmの頓原町南西端付近(北緯35°05', 東経132°42', 深さ0km)でマグニチュード6.1の地震が発生し, 震央付近の町村では震度IVないしVと推定され, 多少の被害が発生した。この地震の規模は過去にしばしば発生した島根県中部の地震のうち最大であり, 多くの余震が観測され, その最大マグニチュードは5.5に達した(気象庁地震課 地震予知情報室, 1979)。

この地震による被害について, 加藤(1979)は次のように報告している。

1) 被害の状況: 大田市三瓶町志学一帯が最も著しかった。建築物は, 地盤沈下による傾斜, 壁やタ



第94図 三瓶山図幅地域及び周辺における地震震源分布図  
加藤(1979)及び活断層研究会編(1980)に基づく

25) 明治5年2月6日は 1872年3月14日。

イルのひび割れ、煉瓦の破損等の小被害にとどまり、その他道路の亀裂、陥没や小規模な崖崩れ、落石、墓石の変位が各所に見られた。

2) 墓石の被害(特殊な形状の墓石や、台石の下に盛り土がしてあったり、モルタルで台石に接着されているものなどを除き、ほぼ同じ形状の墓石について)

(i) 変位率: 赤来町丸山付近で100%を示し、大田市三瓶町池田付近で50%、大田市川合町で0になる。墓石の変位は直径約50km以内の地域に限られる。

(ii) 転倒率: 転倒墓石の分布範囲は狭く、墓地のおかれている地形・地質的な条件の違いに大きく影響される。例えば同一墓地でも花崗岩基盤上の墓石は転倒しにくく、黒土上の墓石は転倒しやすいなどの差異がみられる。大きくみて震央付近で最も多く転倒し、赤来町丸山で転倒率約55%、志学23%、池ノ原7%、八神6%、池田3%、角井3%である。

(iii) 転倒方向: NW-SE方向とE-W方向が卓越する。

(iv) 水平移動: 方向の規則性は見だしにくい。移動の最大は10cmくらいであるが、一般には3cm以下のものが多い。

(v) 回転率: 10%以上の左回転率を示す方向は震央付近から北東方向に長軸を持つ楕円状の分布と北西方向に同じような分布を示し、これらの範囲外ではほとんど左回転は見られない。10%以上の右回転率を示すところは震央から北ないし東の方向にある。

3) 頓原町北西部の角井の北方約1.5kmの山沿いの田に南北方位に幾つかの亀裂が生じたが、単なる地割れで地震断層ではなかった。

以上述べた明治5年の浜田地震の時の災害と比べると、昭和53年6月4日の島根県中部地震は山間部での直下型地震というものの被害は小規模といえる。

## 文 献

- 尼川尚明 (1978) 製鉄および銅山の歴史. 邑智町誌, 下巻, p. 23-121.
- 安藤 武 (1959) 島根県三瓶火山地域の温泉および地下水調査報告. 地調月報, vol. 10, p. 785-799.
- 地質調査所編纂 (1956) 主として金属原料となる鉱石. 日本鉱産誌, B1b, p. 248-251.
- (1957) 水および地熱——地熱および温泉・鉱泉——. 日本鉱産誌, B, VI-a, p. 172-175.
- 調枝勝幸 (1970) 石見地方の瓦粘土鉱床の研究, 第1報, 都野津粘土の産状と鉱物組成. 島根県工業試験場報告, No. 6, p. 50-59.
- (1971) 石見地方の瓦粘土鉱床の研究, 第2報 水上粘土の産状と鉱物組成. 島根県工業試験場報告, vol. 8, p. 67-79.
- 中国四国農政局計画部 (1976) 国営農地開発事業計画大邑地区地質調査報告書, I 表層地質編. 中国四国農政局, 71p.
- 福間 進 (1972) 大江高山火山地域の層序学的・古地磁気学的研究. 地質雑, vol. 78, p. 381-391.
- FUKUTOMI, T. (1918) Preliminary note on the lavas of Volcano Sambe. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 25, p. 10-23.

- 服部 仁 (1978) 上石見地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1 図幅), 地質調査所, 70p.
- ・片田正人 (1964) 5万分の1 地質図幅「根雨」及び同説明書. 地質調査所, 62p.
- HATTORI, H. and SHIBATA, K. (1974) Concordant K-Ar and Rb-Sr Ages of the Tottori Granite, Western Japan (with chemical analyses by E. OHMORI). *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 25, p. 157-173.
- 東元定雄 (1975) 中国山地中央部大朝地域の広島花崗岩と山陰花崗岩. 地調月報, vol. 26, p. 513-518.
- 広川 治・服部 仁・猪木幸男・一色直記・坂本 亨・寺岡易司・上村不二雄・山田直利・小野千恵子 編 (1973) 50万分の1 地質図幅「岡山」. 地質調査所.
- ほか編 (1978) 100万分の1 日本地質図, 第2版. 地質調査所.
- 広島県 (1964) 広島県地質図説明書. 181p.
- 飯泉 滋・沢田順弘 (1980) 松江南方の白亜紀後期—新第三紀初期火成岩類. 日本地質学会. 第87年総会・年会, 見学旅行案内書第5班, 38p.
- 今村明恒 (1913) 明治五年ノ浜田地震. 震災予防調査会報告, vol. 77, p. 43-77.
- 今村外治 (1951) 山陰西部地方の第三系 (要旨). 地質雑, vol. 57, p. 307.
- (1953) 島根県中西部における第三系層序の概要. 日本地質学会西日本支部報, No. 12, p. 6-8.
- IMAMURA, S. (1957) A new Miocene Sassfras from Shimane Prefecture, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, ser. C, vol. 2, p. 53 - 61.
- 今村外治 (1964) 島根県都野津累層に関する新事実について (要旨). 地質雑, vol. 70, p. 405-406.
- ・迎三千寿 (1955) Green tuff の層序・火成活動及び鉱床生成の関連, 山陰地方 (要旨). 地質雑, vol. 61, p. 313.
- ・———・多井義郎ほか (山陰研究グループ) (1958) 山陰地区の中・上部新第三系について——日本第三系シンポジウム——. 日本地質学会昭和33年討論会資料, p. 40.
- ・———・吉田博直・多井義郎・和田 健 (1952) 中国地方における後期新生代の地殻運動と火成活動 (要旨). 地質雑, vol. 58, p. 346-347.
- ・山陰第三系研究グループ (1954) 山陰地方中・西部のグリーンタフ (要旨). 地質雑, vol. 60, p. 288-289.
- INMAN, D. L. (1952) Measures for describing the size distribution of sediments. *Jour. Sedim. Petrol.*, vol. 22, p. 125-145.
- 井上秀雄・植田芳郎・寺島 滋 (1977) 島根県瀬摩郡温泉津町三子山周辺の珪砂鉱床. 地調月報, vol. 28, p. 445-459.
- 井上多津男 (1980) 島根県中部, 仁摩地域の下部中新統——とくに波多累層安山岩質火砕岩の噴出源について——. 地質雑, vol. 86, p. 783-797.
- ISHIHARA, S. (1971) Modal and chemical composition of the granitic rocks related to the major molybdenum and tungsten deposits in the Inner Zone of Southwest Japan. *Jour.*

- Geol. Soc. Japan*, vol. 77, p. 441-452.
- 金谷 弘・石原舜三 (1973) 日本の花崗岩質岩石にみられる帯磁率の広域的变化. 岩鉱, vol. 68, p. 211-224.
- 加藤碩一 (1979) 1978年6月4日の島根県中部地震による墓石の被害について. 地調月報, vol. 30, p. 421-431.
- 活断層研究会編 (1980) 日本の活断層. 分布図と資料. 東京大学出版会.
- 河田清雄・山田直利・磯見 博・村山正郎・片田正人 (1961) 中央アルプスとその西域の地質. その2. 濃飛流紋岩類. 地球科学, no. 54, p. 20-31.
- 河野義礼・植田良夫 (1966) 本邦産火成岩のK-A dating (V) ——西南日本の花崗岩類——. 岩鉱, vol. 56, p. 191-211.
- 木野崎吉郎 (1953) 中国地方の花崗岩とタングステン及びモリブデン鉱床について (概報). 広島大地研報, no. 3, p. 61-77.
- 金属鉱物探鉱促進事業団 (1970) 昭和43年度精密調査報告書「北島根地域」. 105p.
- (1971) 昭和44年度精密調査報告書「北島根地域」. 139p.
- (1972a) 昭和45年度精密調査報告書「北島根地域」. 123p.
- (1972b) 昭和46年度精密調査報告書「北島根地域」. 93p.
- 気象庁地震課 地震予知情報室 (1979) 1978年6月4日の島根県中部の地震について. 地震予知連絡会会報, vol. 21, p. 132-134.
- 巨智部忠承 (1889a) 明五石見の震災. 地学雑, vol. 1, p. 85-89.
- (1889b) 明五石見震災 (第二回). 地学雑, vol. 1, p. 137-141.
- KOJIMA, G. (1953) Contributions to the knowledge of mutual relations between three metamorphic zones of the Chūgoku and Shikoku, etc. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., ser C*, vol. 1, p. 17-46.
- 小島丈児・吉田博直 (1957) 中国地方中東部の中生代末深成火成活動 (要旨). 地質雑, vol. 63, p. 405.
- 国土地理院地殻調査部 (1978) 島根県東部の地震活動. 地震予知連絡会会報, vol. 19, p. 138-141.
- KŌZU, S. and YOSHIKI, B. (1929) Thermo-optic studies of anomite-basaltic hornblende-quartz andesite in association with biotite-common hornblende-quartz andesite, which together from the Volcano Sambé in Japan *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, ser. 3, vol. 3, p. 177-193.
- 久野 久 (1954) 火山及び火山岩. 岩波全書, 岩波書店, 東京. 255p.
- LEAKE, B. E. (1968) A Catalog of Analyzed Calciferous and Subcalciferous Amphiboles Together with Their Nomenclature and Associated Minerals. *Special Paper of the Geological Society of America*, no. 98, 210p.
- 松原秀樹 (1959) 島根県江川下流域の地質および放射能異常概査報告. 地調月報, vol. 10, p. 741-747.
- 松田高明 (1976) 山陰中央部・島根県川本町周辺の後期白亜紀一古第三紀火山岩類. 日本地質学会第

- 83年学術大会講演要旨集, p. 235.
- (1977) 島根県川内鍋状陥没地の層序と構造. 日本地質学会第84年学術大会講演要旨集, p. 188.
- (1979) 山陰中央部・第三紀中部のフィッション・トラック年代. 日本地質学会第86年学術大会講演要旨集, p. 132.
- (1980) 山陰中一西部の白亜紀—古第三紀火成岩類のフィッション・トラック年代. 日本地質学会第87年学術大会講演要旨集, p. 124.
- (1981) フィッション・トラック年代からみた古第三紀田万川帯. 日本地質学会第88年学術大会講演要旨集, p. 132.
- MATSUDA, T. (1982) Fission-Track Geochronology of Late Cretaceous to Early Neogene Igneous Rocks in San'in Belt, Southwest Japan. *Abstracts Workshop on Fission-Track Dating*, June 30, 1982, Nikko, Japan, p. 37-41.
- 松田高明・小田基明 (1982) 島根県川本町周辺の白亜紀—古第三紀火成岩類の地質. 地質雑, vol. 88, p. 31-42.
- ・乙藤洋一郎 (1982) 西南日本内帯の時計まわり回転運動の開始時期. 日本地質学会第89年学術大会講演要旨, p. 192.
- 松井整司・井上多津男 (1970) 三瓶火山噴出物の<sup>14</sup>C年代——日本の第四紀層の<sup>14</sup>C年代 (56) ——. 地球科学, vol. 24, p. 112-114.
- ・—— (1971) 三瓶火山の噴出物と層序. 地球科学, vol. 25, p. 147-163.
- 松川勝喜 (1978) 第1章. 邑智町の地理的位置. 邑智町誌 (上巻), p. 27-74.
- 三位秀夫・吉谷昭彦 (1972) 島根県下のグリーンタフ盆地の構造. 三位秀夫博士遺稿論文選集, p. 7-16.
- MIKI, S. (1950) Taxodiaceae of Japan, with special reference to its remains. *Jour. Inst. Polytechn., Osaka City Univ.*, ser. D, vol. 1, p. 63-77.
- (1952) Trapa of Japan, with special reference to its remains. *Jour. Inst. Polytechn., Osaka City Univ.*, ser. D, vol. 3, p. 1-30.
- (1956) Endocarp remains of Alangiaceae, Cornaceae and Nyssaceae in Japan. *Jour. Inst. Polytechn., Osaka City Univ.*, ser. D, vol. 7, p. 275-295.
- (1957) Pinaceae of Japan, with special reference to its remains. *Jour. Inst. Polytechn., Osaka City Univ.*, ser. D, vol. 8, p. 221-272.
- (1958) Gymnosperms in Japan, with special reference to its remains. *Jour. Inst. Polytechn., Osaka City Univ.*, ser. D, vol. 9, p. 125-152.
- 三浦 清 (1963) 山陰中部における後期白亜紀—古第三紀の火成岩類に関する地質学的岩石学的研究 (1), 火成活動史. 岩鉱, vol. 50, p. 66-76.
- (1971) 島根県内の地すべり (II), 下部供積統の地すべり——水上層の地すべりを例として. 山陰文化研究紀要 (自然科学篇), no. 11, p. 81-92.

- (1973) 島根県およびその周辺地域の新第三紀中性—塩基性貫入岩類にみられる岩石化学的地域性について. 地質学論集, no. 9, p. 173-182.
- (1978) 第2章. 邑智町の地学的自然. 邑智町誌 (上巻), p. 83-151.
- 守屋以智雄 (1978) 空中写真による火山の地形判読. 火山, 第2集, vol. 23, p. 199-214.
- MUKAE, M. (1954) The Miocene in the southern area of Izumo-city, Shimane Prefecture Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, ser. C, vol. 1, p. 33-35.
- (1958) Volcanostratigraphical study on the Miocene volcanism in the Shimane Prefecture, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, ser. C, vol. 2, p. 129-172.
- 村上允英 (1974) 西南日本内帯における後期中生代——古第三紀酸性火成岩類の進入と構造との関係——とくに西中国を例にして. 地団研専報, no. 18, p. 9-31.
- ・長谷 晃 (1967) 西南日本内帯における後期中生代火山岩層の層序と対比. 地団研専報, no. 13, p. 1-24.
- ・西野英之 (1967) 中国西部における後期中生代酸性岩類の火山層序学的研究 (II), 火山岩類の噴出機構に関する2, 3の考察. *Sci. Rep. Yamaguchi Univ.* vol. 17, p. 35-40.
- 村山正郎・服部富雄 (1961) 島根県銅ヶ丸鉱山調査報告. 地質調査所資料, no. 1129.
- 永島晴夫・石飛 裕・梅 恒雄・鳥尾野暁・酒井禮雄・井上多津男 (1978) 石見地方粘土鉱床調査報告書 (第3報) 大田—邑智地区. 島根県立工業技術センター, 21p.
- 中村久由 (1962) 本邦諸温泉の地質学的研究, III, 3 三瓶温泉群. 地調報, no. 192, p. 81.
- 中村栄二 (1979) 島根県那賀郡旭町地域の古第三紀火山性陥没構造について. 日本地質学会第86年学術大会講演要旨, p. 275.
- 西山省三・三浦 清 (1963) 20万分の1 島根県地質図説明書. 島根県水産商工部商工課, 23p.
- 小畑 浩 (1967) 三瓶山の地形と火山灰編年について. 地理学評論, vol. 40, p. 553-563.
- 岡本和夫 (1959) 島根県出雲市南東部の新第三系. 地質雑, vol. 65, p. 1-10.
- (1982) 中国地方および日本海沿岸水域第四系からの貝類化石. 中国地方および日本海沿岸水域新生界の古生物学的研究. 昭和56年度科学研究費補助金 (一般研究C) 研究成果報告書, p. 1-7.
- ONISHI, I. (1969) Pollen flora of the Tsunozu Group in Shimane Prefecture, Japan. *Mem. Fac. Sci. Shimane Univ. Nat. Sci.*, vol. 2, p. 46-62.
- 大西郁夫・調枝勝幸 (1970) 都野津層群, 山陰地方の鮮新・更新統, 第四紀研究, vol. 9, p. 149-152.
- 酒井礼男・調枝勝幸 (1969) 含明ばん石カオリナイト鉱床調査とその利用研究. 島根県立工業試験場報告, no. 4, p. 67-77, p. 541-553.
- 坂本 亨・山田直利 (1982) 20万分の1地質図幅「松江及び大社」. 地質調査所.
- 先山 徹 (1981) 岡山県奥津町周辺の花崗岩類のステージ区分と鉱物組成. 日本地質学会第88年学術大会講演要旨集, p. 377.
- (1982) 山陰東部, 奥津—一朝地域の白亜紀末—古第三紀深成岩類の鉱物組成の時代変化. *MAGMA*, no. 64, p. 11-18.



- 山陰中生代末火成活動研究グループ (1979) 島根県中央部邑智町周辺の白亜紀—古第三紀火成岩類. 地質学論集, vol. 17, p. 249-258.
- 山陰第四紀研究グループ (1969) 山陰海岸地域の第四系. 地団研専報, no. 15, p. 358-366.
- 笹田政克・山田直利・先山 徹・上田 薫 (1979) 東中国, 三朝・奥津・湯原地域の白亜紀後期—古第三紀火成岩類. 地質学論集, vol. 17, p. 249-258.
- 佐々木和彦 (1977) 島根県飯石郡赤来町付近に分布する後期中生代火山岩類および侵入岩類. 島根大学文学部卒論 (MS)
- 沢田順弘 (1978a) 島根県出雲市南方地域の地質. 地質雑, vol. 84, p. 111-130.
- (1978b) 島根県掛合陥没岩体に伴われる貫入複合岩体——非アルカリ岩のマグマ型と岩石系列に関する 2, 3 の問題——. 地質雑, vol. 84, p. 177-200.
- SEKI, T. (1981) Rb-Sr isochron age of the Mikuni-san rhyolites, Okayama, and geochronology of the Cretaceous volcanic activity in Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 87, p. 535-542.
- 西南日本内帯後期中生代火成活動研究グループ (1967) 西南日本内帯における後期中生代の火成活動と構造発達史. 地団研専報, vol. 13, p. 1-50.
- 柴田 賢 (1979) 東中国における花崗岩類の K-Ar 年代. 地質学論集, no. 17, p. 69-73.
- 島根県経済部 (1951) 島根県地下資源概査報告書. p. 69-73.
- 島根県地質図編集委員会 (1982) 島根県地質図 (20万分の1). 国土地図株式会社.
- 鈴木 敏 (1897) 20万分の1地質図幅「浜田」及び同説明書. 136p.
- 鈴木隆介 (1969) 火山活動と地形. 西村嘉助編自然地理学II, 朝倉書店, p. 9-29.
- ・横山勝三・高橋健一 (1968) 三瓶火山の活動史と地形 (演旨). 地理学評論, vol. 41, p. 386-387.
- 田原敬次・川北忠徳・松井整司 (1968) 三瓶火山の噴出物と活動史. 島根県高等学校教育研究連合会研究紀要, no. 4, p. 79-86.
- 多井義郎 (1963) 瀬戸内・山陰新第三紀有孔虫群の変遷と Foram. Sharp Line. 化石, no. 5, p. 1-7.
- (1973) いわゆる宍道褶曲帯について. 地質学論集, no. 9, p. 137-146.
- 高橋英太郎 (1959) 西部本州における中生代以降の植物群の変遷. 山口大学理科報告, vol. 10, p. 181-238.
- ・横山建治・野原 明 (1961) 島根県中部の都野津層群について. 山口大学理科報告, vol. 12, p. 61-62.
- 鷹村 権 (1969) 広島県女亀山・比婆山地の新生代玄武岩類の岩石学的研究. 岩鉱, vol. 61, p. 140-157.
- 竹ノ内誠一・多井義郎・加藤道雄 (1981) 島根県大田市中新統模式川合. 久利両累層の再定義と *Vicarya* の発見. 日本地質学会西日本支部報, no. 72, p. 3.
- ・———・——— (1982) 島根県大田市中新統の微化石層位学的研究——特に模式川合

- ・久利両累層について——. 広島大学総合科学部紀要IV, vol. 7, p. 49-89.
- 種子田定勝 (1944) 三瓶火山の地質並に岩石に就いて (略報). 岩鉱, vol. 32, p. 182-203.
- TANEDA, S. (1952) Petrographic note on the volcanic rocks from Sambe, southwestern Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 22, p. 1-26.
- TOMITA, T. and SAKAI, E. (1937) Cenozoic geology of the Huzina-Kimachi district, Izumo Province, Japan. —A contribution to the igneous geology of the East Asiatic province of Cenozoic alkaline rocks. *Jour. Shanghai Sci. Inst.*, ser. 2, vol. 2, p. 147-204.
- 富田 達・酒井栄吾 (1937) 島根県布志名及び来待地方の地質. 地質雑, vol. 44, p. 482-483.
- 都野津団体研究グループ (1972) 島根県大田市大家付近の都野津層群. 三位秀夫博士遺稿論文選集.
- 通商産業省 (1967) 昭和41年度広域調査報告書「北島根地域」. 26p.
- (1969) 昭和42年度広域調査報告書「北島根地域」. 23p.
- (1970) 昭和43年度広域調査報告書「北島根地域」. 44p.
- TSUYA, H. (1934) On the Configurations of the Granite Masses and the Distribution of the Quaternary Volcanoes in the Tyūgoku District, Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 12, p. 249-259.
- 宇野泰光 (1979) 島根県大田市祖式—大家地域の都野津層群, とくに大江高山火砕岩層について——都野津層群の研究 (その2) ——. 地質雑, vol. 85, p. 239-257.
- 歌田 実・湊 秀雄 (1972) 島根県西部 (仁摩—温泉津地区) の新第三紀凝灰岩類にみられる沸石の累帯分布. 地質雑, vol. 78, p. 329-340.
- WALKER, G. P. L. (1971) Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. *Jour. Geol.*, vol. 79, p. 696-714.
- and WILSON, C. J. N. (1980) Fines-depleted ignimbrite in New Zealand——The product of a turbulent pyroclastic flow. *Geology*, vol. 8, p. 245-249.
- 渡瀬正三郎 (1925) 三瓶火山の満俺鉱. 地学雑, vol. 37, p. 317-322.
- WRIGHT, J. V., SMITH, A. L. and SELF, S. (1980) A working terminology of pyroclastic deposits. *Jour. Volc. Geotherm. Res.*, vol. 8, p. 315-336.
- and WALKER G. P. L. (1977) The ignimbrite source problem: Significance of a co-ignimbrite lag-fall deposit. *Geology*, vol. 5, p. 729-732.
- 山上万次郎 (1897) 20万分の1地質図幅三瓶山並同説明書. 140p.
- 山口鎌次 (1955) 三瓶火山の地質 (演旨). 地質雑, vol. 61, p. 340-341.
- (1956) 三瓶火山の所謂赤色溶岩について (演旨). 地質雑, vol. 62, p. 373.
- (1963) 三瓶火山の地質——特に頂上部のTholoideの地質構造と形態について (演旨). 地質雑, vol. 69, p. 325.
- 横山勝三 (1970) 始良カルデラ北方の入戸火砕流堆積物とその地形. 地理学評論, vol. 43, p. 464-482.
- ・徳永 徹 (1978) 伊豆新島向山火山のベースサージ堆積物. 火山, 第2集, vol. 23, p. 249-262.

- 吉田博直 (1953) 島根県第三紀層に関する 2, 3 の問題. 広大地学研報, no. 3, p. 25-31.
- (1961) 中国地方中部の後期中生代の火成活動. 広大地学研報, no. 8, p. 1-39.
- (1966) 中国地方中部地域の後期中生代火成活動について. 西南日本内帯総研連絡紙, no. 5, p. 2-4.
- ・今村外治・迎三千寿 (1952) 島根県中部の火成活動について (要旨). 地質雑, vol. 58, p. 255.
- 吉村豊文 (1952) 日本のマンガン鉱床. マンガン研究会資料 (九州大学理学部地質学教室内. マンガン研究会).
- 吉谷昭彦・山内靖喜・小坂哲朗・大西郁夫 (1976) 島根地域を中心とした新第三紀・第四紀火山活動. 地球科学. vol. 30, p. 95-101.

付表三 瓶山図幅地域の放射年令

フィッシュントラック年令

地質区分	産地	GEMS No.	鉱物	測定個数	年令 (Ma)	備考
野田山複合岩体	掛合町野田山	R22437	ジルコン	32	15.4±4.0	個々の粒子の年代値を4 Maごとに区切ったヒストグラムのモードをみると、R22439は20-24 Maを、R22434は20-28Maを示す。
小松地デイスাইト層	呂智町小松地	R22439	ジルコン	30	測定不能	
柄栗石英安山岩層	掛合町郷	R22434	ジルコン	25	測定不能	
石見花崗岩	頓原町才谷	R20839	ジルコン	31	16-20	

壊変定数  $\lambda_f = 7.03 \times 10^{-17}/y$

測定：(株)土質工学研究所

カリウム・アルゴン年令

地質区分	産地	GEMS No.	鉱物	K (%)	$^{40}\text{Ar rad}$ ( $10^{-5}\text{ml/g}$ )	$^{40}\text{Ar rad}$ (%)	年令 (Ma)
石見花崗岩	頓原町才谷	R20839	黒雲母	6.54, 6.57	0.810, 0.812	77.3, 79.2	31.6±1.6
乙原花崗岩 (乙原岩体)	大和村長藤	R19819	黒雲母	4.31, 4.31	1.02, 1.03	69.4, 68.9	60.0±3.0
“ (野城岩体中の白雲母黒雲母花崗岩)	大田市下多根	R23199	白雲母	8.10, 8.16	1.79, 1.81	84.0, 82.8	56.1±2.8
“ (野城岩体)	大田市灰取	R23200	黒雲母	6.08, 6.10	0.823, 0.828	77.0, 80.7	34.5±1.7
川本花崗閃緑岩	川本町多田	R19995	黒雲母	2.35, 2.35	0.311, 0.319	60.2, 58.9	34.1±1.7
赤名花崗閃緑岩	赤来町加田	R19804	黒雲母	6.04, 6.06	1.53, 1.55	86.8, 90.1	64.3±3.2

壊変定数  $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10}/y$ ,  $\lambda_\alpha = 0.581 \times 10^{-10}/y$ ,  $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-4}$

測定：Teledyne Isotopes

ルビジウム・ストロンチウム年令

地質区分	産地	GEMS No.	鉱物	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	年令 (Ma)
赤名花崗閃緑岩	赤来町加田	R19804	黒雲母	563	12.1	0.83230±0.00037	136.2	63.4

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  初生値を0.7100と仮定

測定：Teledyne Isotopes

GEMS No.：地質調査所に登録保存される地質標本の番号 Rは岩石標本であることを示す。

# QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Okayama (12) No. 38



## GEOLOGY OF THE SAMBESAN DISTRICT

By

Hitoshi HATTORI, Kazuhiko KANO, Takasuke SUZUKI,  
Shozo YOKOYAMA, Hirohisa MATSUURA and Hiroyuki SATOH

(Written in 1982)

---

(Abstract)

### OUTLINE

The mapped district lies in central Chūgoku, western Japan. Mt. Sambe, one of several Quaternary volcanoes in Chūgoku towers above all surroundings in the middle north of this district, and spreads out various pyroclastic materials and lavas of dacite composition. The Gō river gently flows down, meandering across the southwestern corner of this district.

This district is geologically located at the junction of two prominent granitic intrusions; one is the westernmost equivalent of the early Paleocene Tottori Granite which crops out with a superficial area of batholithic dimension roughly measuring 180km×30km, and the other is the northeastern extension of the middle Paleogene granites which intruded in a NNE-SSW direction (Figure 7).

Succession of geological events in this district is summarized in Table 1. Most widespread is the Ijimi Granite of middle Paleogene time, occupying about one third of the whole area. Subordinately, early Paleogene intrusive rocks of various composition from gabbro to granite, Eocene volcanic rocks, Neogene and Quaternary clastic rocks and pyroclastic rocks are exposed.

Table 1. Summary of the geology of the Sambesan District.

Geologic Age	Stratigraphy	Intrusive Rocks	Sedimentary Environments	Main Lithologic Facies	
Quaternary	Holocene	Fluviatile, lacustrine & alluvial cone deposits		Sand, mud, gravel	
	Pleistocene	Middle-Late	Sambe Volcanic Products	Dacite	Dacite (1&pd)
		Early	Alkali basalt lava	Terrace deposits	Alkali basalt
Tertiary	Pliocene	Ōetakayama Volcanics		Dacite (pd)	
		Mizukami Formation		Gravel, sand, mud, silt, lignite	
	Neogene	Middle	Ōmori Formation	Andesite-basalt-porphyrite	Andesite-dacite (1&pr)
		Early	Kuri Formation	Dacite	Mudstone, andesite-basalt (1&pr) Dacite (lava dome &pr)
		Early	Kawai Formation		Arkose sandstone, siltstone, conglomerate, acid tuff
	Oligocene	Early	Iiata Formation	Nobayama Complex	Dacite-rhyolite (pr&1) Dacite (pr* & 1) Andesite (1&pr) mudstone, sandstone, conglomerate
			Kawauchi Group	Makihara Complex	Andesite-porphyrite
			Toburodani Formation		Acid dike
			Komatsuji Dacite		Dacite (pr* & 1) Andesite (1&pr) mudstone, Dacite (pr) conglomerate
	Paleogene	Eocene	Iijimi Granite	Sakadani Tonalite	Okuyama Tonalite
Takayama Group					
Paleocene		Ombara Granite	Takahata Granite	Rawamoto Granodiorite	
		Akana Granodiorite		Shigimi Granodiorite	
Late-Cretaceous		Hanyagawa Gabbro			
		Ōchi Group & Shinzujiyama Rhyolites			Rhyolite-dacite (pr* & 1)
Pre-Late Cretaceous	Sangun Metamorphic Rocks	Granites of Pre-Ōchi Group			
				Green schist, quartz schist	

pd : pyroclastic deposits

pr : pyroclastic rocks (\*: dominant of welded tuff)

l : lava

f : plant

fo : foraminifera

o : mollusca

### **LATE CRETACEOUS VOLCANIC ROCKS**

On a mappable scale, volcanic rocks of late Cretaceous age are the oldest geologic unit in this district, and are exposed as isolated small masses. The volcanic rocks are mainly composed of rhyolitic to dacitic pyroclastic rocks with a small amount of andesitic rock, and are divided into the two units; one is the Ōchi Group in the western part of the district, and the other is the Shinzōjiyama Rhyolites. The Shinzōjiyama Rhyolites are apparently metamorphosed into hornfels containing andalusite and cordierite. Thickness of the volcanic rocks and their geologic structure have not been clarified owing to their limited distribution.

### **EARLY PALEOCENE INTRUSIVE ROCKS**

Three types of intrusives are recognized; gabbro, granodiorite and granite. First intrusion was made by the Hanyagawa Gabbro which is mainly composed of coarse- to medium-grained clinopyroxene-bearing biotite-hornblende gabbro. Following intrusion was by the Akana Granodiorite of which main facies is coarse- to medium-grained hornblende-biotite granodiorite commonly including small mafic oval xenoliths. The Akana Granodiorite has another two different facies; one is granodiorite porphyry on its east margin, and the other is characterized by the frequent presence of large pink-colored potassium feldspar reaching up to 5cm in length, and crops out in its northern part (north of Kijima dam site). The Kawamoto Granodiorite and the Shigimi Granodiorite are supposed to be equivalent intrusion of the Akana Granodiorite. Both of the granodiorites look darker than the Akana Granodiorite caused by the abundant presence of mafic minerals and mafic oval xenoliths. These granodiorites are invaded by the Ombara Granite or the Takahata Granite of coarse- to medium-grained biotite granite. The Ombara Granite can be regarded as a part of the Tottori Granite.

### **PALEOGENE VOLCANIC ROCKS**

After consolidation of the early Paleocene intrusive rocks, volcanic eruption took place and pyroclastic rocks and lavas of dacite-rhyolite and andesite were formed. The volcanic sequences are identified as the Takayama Volcanic Rocks, Tsuremizu Volcanic Rocks, Hakami Volcanic Rocks and Yugakaigawa Volcanic Rocks, and a collective term of the Takayama Group is given. The Takayama Group contains granitic fragments supplied from nearby granitic rocks such as the Akana Granodiorite and the Ombara Granite. The group is moderately folded, as judged from interstratified andesitic lavas and fine-grained tuff, or bedding and welding planes. Rocks of the Takayama Group are more or less altered and thermally metamorphosed by the Ijimi Granite.

The Kawauchi Group is a collective name for the Kawauchi Group itself and associated volcanic and sedimentary sequences of the Toburodani Formation and the Komatsuji Dacite. Geologic age of this group is tentatively assumed to be early Oligocene because of the presence of pebbles of the Ijimi Granite, however, it may be widened to younger side.

### MIDDLE PALEOGENE INTRUSIVE ROCKS

The largest granitic body, Ijimi Granite spreads out from north to south in the middle part, occupying nearly 1/3 area of this district. The main lithologic facies is light-colored biotite granite with pinkish tint, ranging from medium-grained to porphyritic micrographic texture, and occasionally including cavities which attain several centimeters across (thus called miarolitic granite). The Ijimi Granite contains plenty of fine-grained quartz diorite to tonalite or diorite porphyrite in various shapes and manners.

Around such places as rich in mafic inclusions, the Ijimi Granite becomes grey-colored without pinkish tint, and granodioritic in composition. Toward the exact contact, however, the Ijimi Granite does not change its texture without showing finer-grained chilled facies. This part of the Ijimi Granite is regarded as hybrid rocks. As it was not successful in distinguishing the main lithologic facies of the Ijimi Granite from the hybrid rocks, boundary is not drawn on this geological map. Only approximate extent of distribution of the hybrid rocks is shown on the map. The Ijimi Granite together with the hybrid rocks is wholly altered to various degrees, and its fresh rocks are hardly found. Biotite in the granite is commonly altered to chlorite with small amounts of epidote and opaque minerals ± sphene. Innumerable dark-colored quartz veins measuring less than 10 cm in width penetrate along major joints. The vein looks pale-colored to charcoal-black depending on contents of opaque minerals. It is mainly composed of quartz, muscovite and opaque minerals, with small amounts of finer-grained quartz, plagioclase and potassium feldspar. Around the vein, host rocks of the Ijimi Granite are strongly altered. Opaque minerals in the vein occur diversely in association and amount, and three cases are identified as follows: 1) pyrite dissected by acicular growth of magnetite with small amounts of chalcopyrite and sphalerite, 2) abundant radial aggregates of acicular ilmenite, and 3) granular magnetite and radial aggregate of acicular magnetite with a small amount of hematite.

### NEOGENE

In early Miocene or earlier times, sedimentary basins started to spread out along the coastal zone of Japan Sea associated with violent volcanic eruptions, and their southern peripheries embayed at the northeastern and northwestern corners in this district. Sedimentation took place initially in terrestrial environment, and then gradually turned to marine, forming the Hata, Kawai, Kuri and Ōmori Formations in ascending order.

The Hata Formation represents products of violent eruptions in terrestrial environment from rhyolite, dacite and andesite magma. Succeedingly sandstone and conglomerate of the Kawai Formation and argillaceous sediments of the Kuri Formation were deposited in marine environment where andesite and dacite volcanics erupted occasionally.

The Ōmori Formation, which crops out in the northeast corner of the mapped district and lies on the Hata Formation, consists of andesite lava and pyroclastics probably erupted in shallow-water or on land.



The Hata Formation resembles the Kawauchi Group in lithology and types of volcanism. Fission track ages of the pyroclastic flows, as tentatively estimated values, suggest overlapping of volcanism pertained in the two formations.

#### QUATERNARY

In early Pleistocene time, peneplain surface was provided for accumulation of the Tsunozu Group inclusive of interstratified volcanic materials from Ōetakayama Volcano. Along the Gō river and Kando river terrace deposits are found having several steps of different altitude, however, only two terrace planes are shown on the geological map. Tiny outcrops of alkali basalt are found, but its geologic age has not been ascertained and is tentatively assigned to be middle Pleistocene.

In late Pleistocene time, possibly more than tens of thousands of years ago, a volcanic activity started in the northern central part of the mapped district. Various kinds of eruption from dacite magma were repeated, up to a few thousand years ago to form the Sambe Volcano. The growth history of the volcano is divided into five major stages, each of which is marked with significant unconformity and/or conspicuous variation in the characteristics of eruptions. The oldest stage, with scant geological information and indistinct age relation to the succeeding stages, is particularly called Kosambe (Old-Sambe) Stage. In the stage a small-scale volcano of dacite lava and pyroclastic rocks was formed, but the most part was destroyed due to denudation and later volcanic activities. The succeeding four stages are called the 1st, 2nd, 3rd and 4th stages in chronological order.

In the 1st stage, a small-scale Crater-Lake type caldera, 5km×4km in diameter, was formed just after the violent successive eruptions of base surges, pumiceous pyroclastic flows and ash falls. The base surge deposits covered the area within several kilometers from the source. The pyroclastic flows spread over extensive areas up to 15km from the source. The flat depositional surface of the pyroclastic flow deposits was immediately covered with the succeeding ash fall beds less than several meters in thickness. The <sup>14</sup>C ages of carbonized and non-carbonized wood in the 1st stage products range from 18,000 to more than 33,000yr. B.P.

The activity of the 2nd stage started within the caldera after considerable dissection of the 1st stage deposits. Base surges were generated by the first eruption to produce thick piles of the deposits up to 40 m thick around the caldera. A lava dome and a lava flow plateau were formed by the second eruption which occurred in the south of the caldera. Toward the end of the 2nd stage, eruptions of base surges and the successive pyroclastic flows took place. Both of the materials spread southwestward to westward. The <sup>14</sup>C age of carbonized wood in the pyroclastic flows is about 15,000yr. B.P.

The activity of the 3rd stage was commenced by a violent Plinian eruption after some dissection of the 2nd stage deposits. An extensive area around the Sambe Volcano was covered with the Plinian pumice and ash fall beds up to 5.5m in the maximum total thickness. In the second eruption, a pyroclastic flow descended northward along the valleys which drained the northern portion of the caldera. The pyroclastic flow was followed by the effusion of a viscous lava flow, which occupied

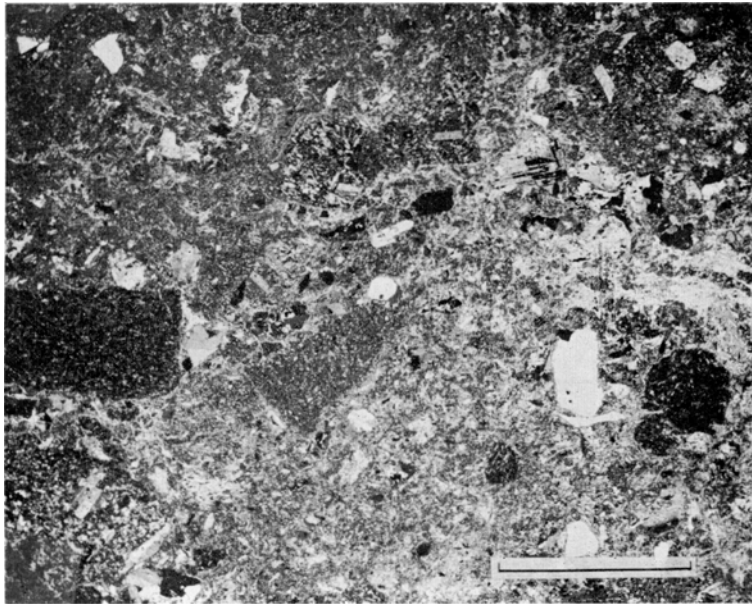
the northern portion of the caldera to form a lava plateau with rugged surface. Successively, in the fourth eruption, a large amount of more viscous lava poured out in the center of the caldera, to form a big lava dome, i.e., the main edifice of the Sambe Volcano, with the maximum relative height of about 600m and the basal diameter of about 3km.

The activity of the 4th stage started at the summit of the lava dome of the 3rd stage, destroying the central and eastern portion of the dome and resulting in an explosion crater. Pyroclastic falls and poorly vesiculated pyroclastic flows erupted repeatedly at the summit crater. A pyroclastic cone was formed to the southeast of the crater, and an extensive area around the crater was covered with the pyroclastic fall deposits. The pyroclastic flow deposits filled not only the caldera floor around the central edifice, but also some of the valleys running across the caldera wall. The repeated eruptions enlarged the summit crater, and the outer slope of the central lava dome was dissected. Thus, the dome was deformed into four major topographic units of the present state. The  $^{14}\text{C}$  age for the products of the 4th stage is about 3,000yr. B.P. Today, fumarolic activity is recognized in two places; one, quite faint in the central crater, and another, supplying warm water for Shigaku spa at the southern foot of the central lava dome.

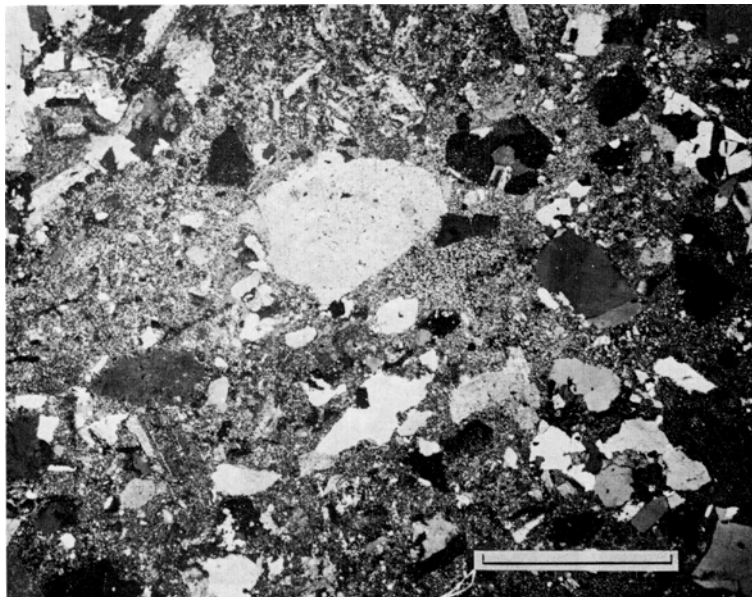
#### **ECONOMIC AND ENVIRONMENTAL GEOLOGY**

Once iron sand separated by classic method of panning loose materials of entirely weathered granitic rocks in current water was economically important. Main source was magnetite and ilmenite included in leucocratic granite to melanocratic gabbro. In early to middle Meiji Era (around 1900 A.D.) Dōgamaru mine located in south-western corner of this district had been in a rush to produce crude copper ore (chalcopyrite, sphalerite, galena, etc.) and smelt it, and grown into a big firm with installation of modern machinery at that developing time of Japan. Private school was opened for employee's children, too. But the mine soon quitted its operation of mining because of fire accident. Geological setting of the copper mine has not been studied in detail, however, it can be explained that dark-colored quartz vein intimately associated with the Ijimi Granite and its fracture system might be one of major roles in the mineralization. Beside Dōgamaru mine, sulphide minerals such as chalcopyrite, molybdenite, sphalerite and galena were picked up on a small scale, locally in and around the Ijimi Granite.

Environmentally, this district had experienced natural disasters so frequently as follows: during rainy season flood along the Gō river and landslide or collapse at sites of weathered granite cliff and the Tsunozu Group or gentle slopes with thickly accumulated pumice or ash fall deposits of the Sambe Volcano; Hamada earthquake in 1872 (Meiji 5) hit this district and tremendous damages were reported particularly to the west of Mt. Sambe. In this district two shocks happened in 1977 and 1978 (Figure 94), and damages are known far less than those of Hamada earthquake.

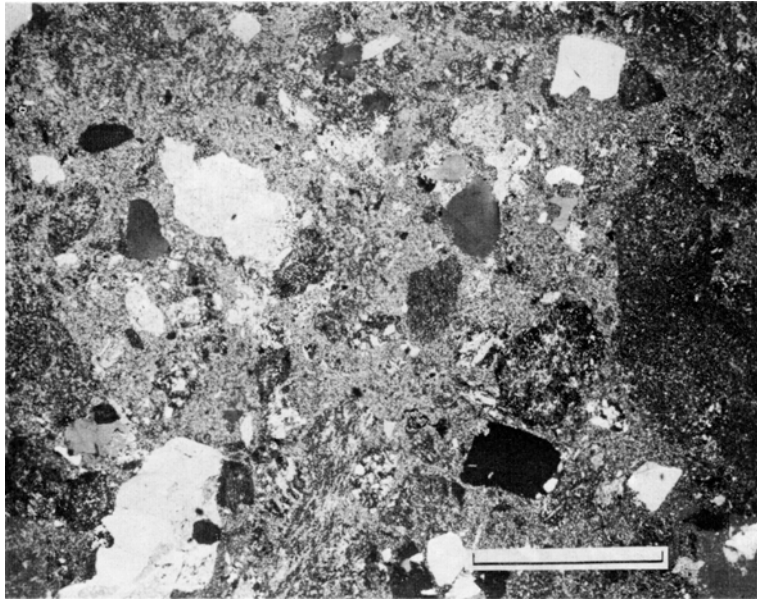


1 流紋岩火山礫凝灰岩<R19830> 邑智町保閑川  
連水火山岩類の最下部で、岩片と溶結構造が認められる。岩石記載は本文40ページ  
(第 I -IV図版 実線の長さ：2mm)

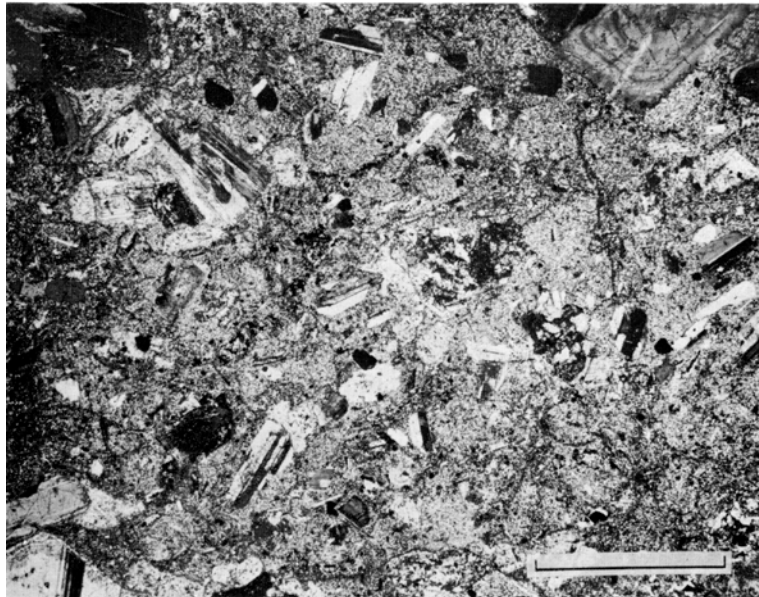


2 デイサイト凝灰角礫岩<R20857> 邑智町連水  
連水火山岩類下部の岩石で、ホルンフェルス化している。花崗閃緑岩の岩片を多量に  
含んでいる 岩石記載は本文40ページ。

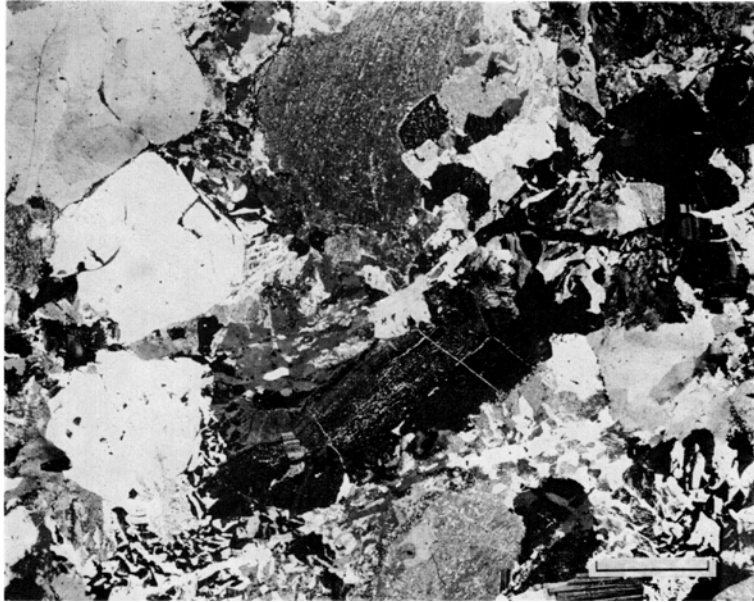
第II図版



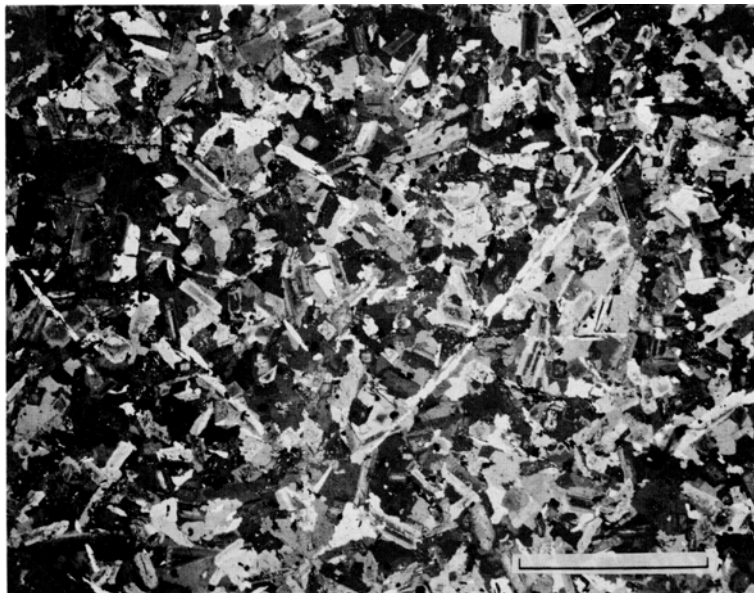
1 デイサイト凝灰岩<R20858> 邑智町連水  
連水火山岩類中部の岩石で、ホルンフェルス化している。花崗閃緑岩の岩片をほとんど  
含まない火砕岩で、湾入状を示す石英が右上方に見える。岩石記載は本文40ページ。



2 角閃石安山岩<R20861> 邑智町保関川  
連水火山岩類上部の溶岩で、ホルンフェルス化している。斜長石の著しい累帯構造が  
目立っている。岩石記載は本文40ページ。

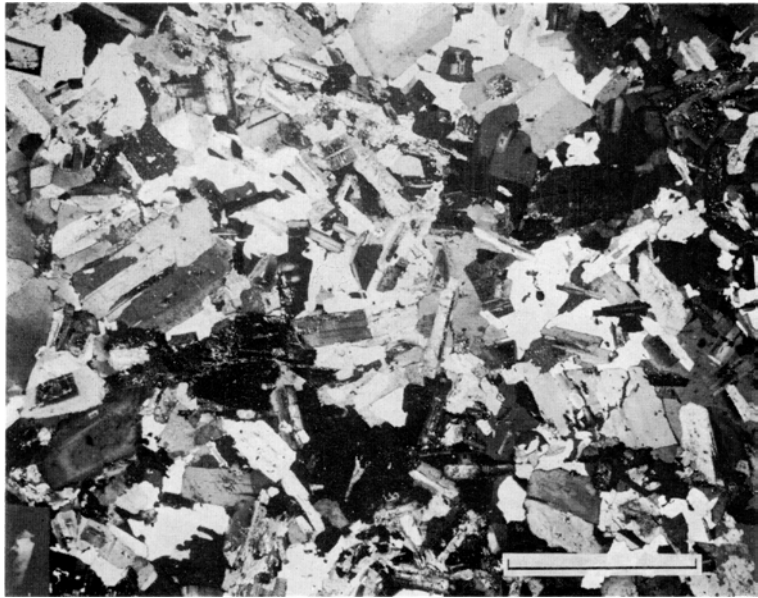


1 中粒微文象黒雲母花崗岩<R20833> 大和村二合谷北東方  
石見花崗岩の主岩相の一つ。岩石記載は本文48ページ。

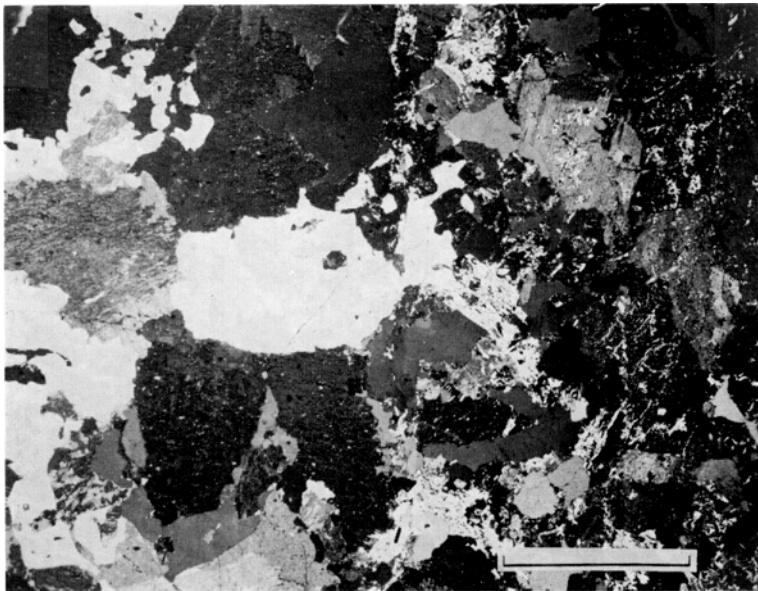


2 細粒黒雲母角閃石トナル岩<R19326> 邑智町花ノ谷  
石見花崗岩混成岩の優黒質部分。針状角閃石と短冊状斜長石が特徴。岩石記載は本文48ページ。

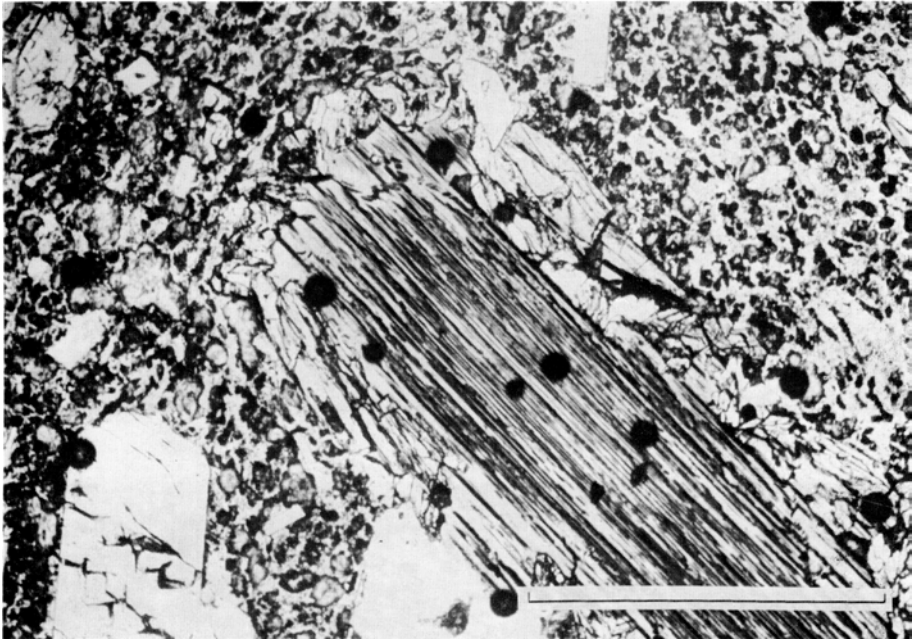
第IV図版



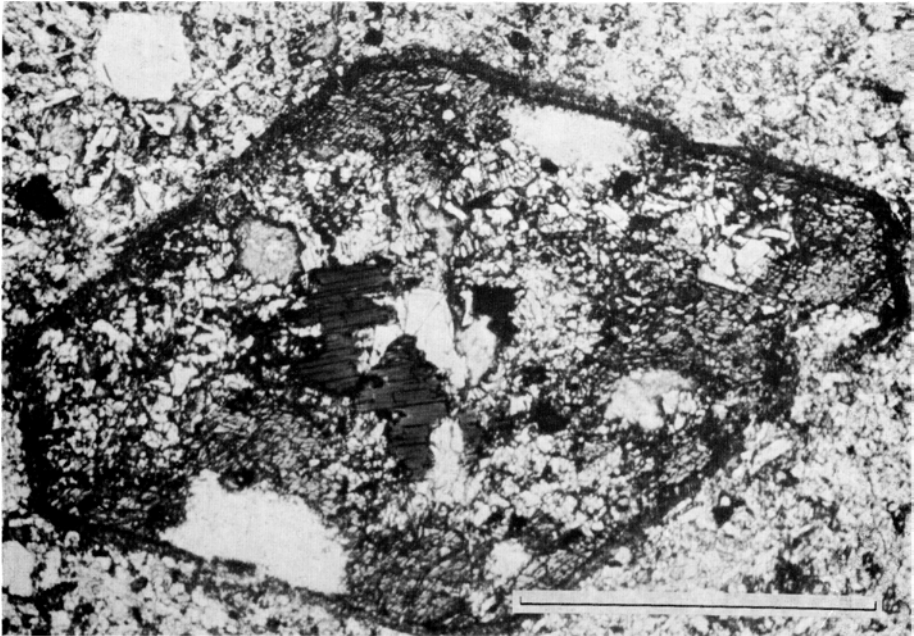
1 角閃石含有黒雲母花崗閃緑斑岩<R19325> 邑智町花ノ谷  
石見花崗岩混成岩の優白質部分. 岩石記載は本文48ページ.



2 斑状花崗岩 (左半分) とこれを貫く暗灰色石英脈<R19728> 邑智町信喜南方  
暗灰色石英脈は微粒白雲母が多量に晶出している. 岩石記載は本文58-59ページ.

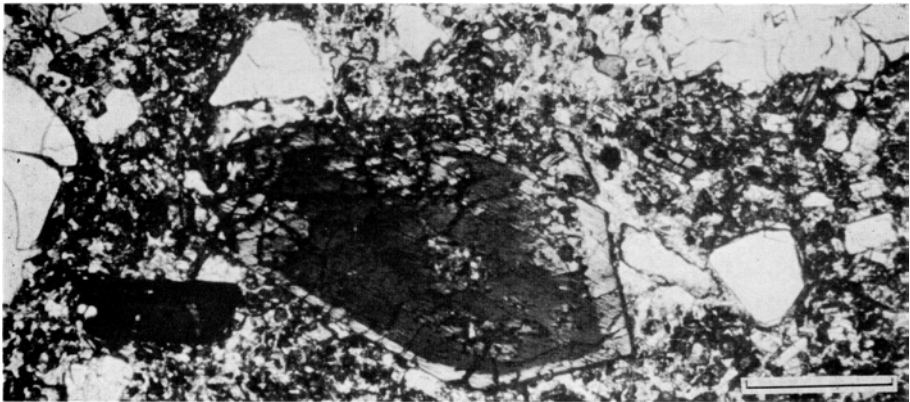


1 黒雲母斑晶とその周縁の角閃石 (太平山火砕流堆積の角礫) (第V-VI図版 実線の長さ: 0.5mm)

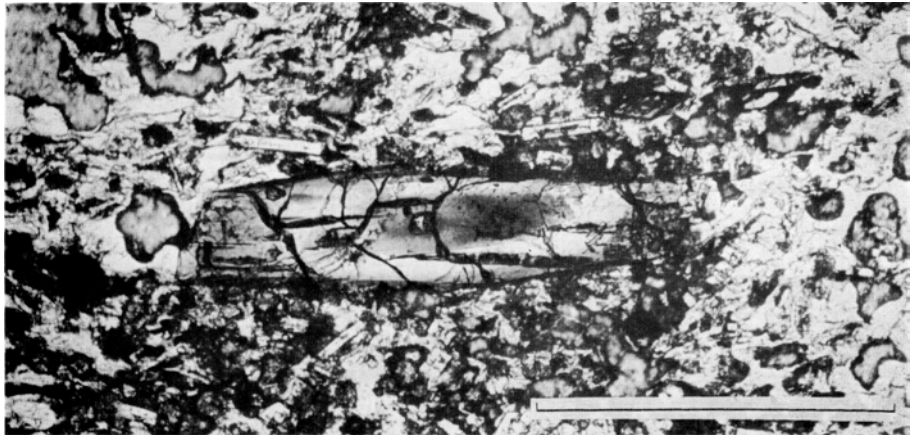


2 黒雲母の中核部を有する角閃石斑晶 (三瓶円頂丘溶岩, 男三瓶山頂南部)

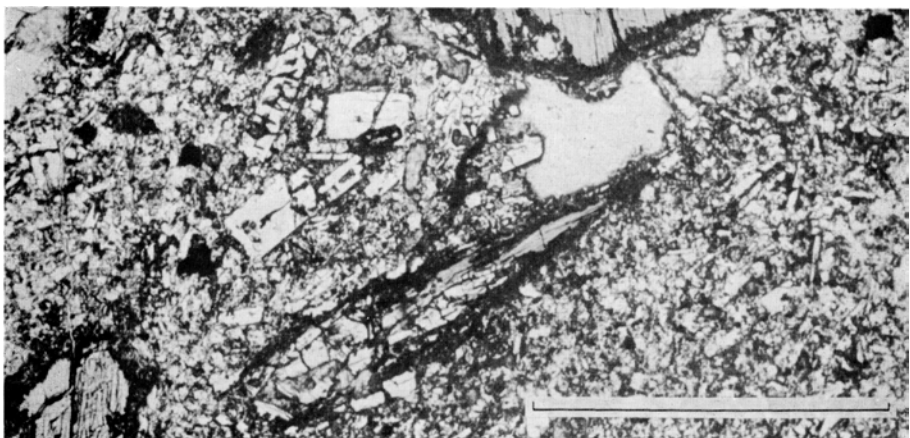
第VI図版



1 淡色の縁部を有する角閃石斑晶 (日影山溶岩)



2 淡色の縁部を有する角閃石斑晶 (日影山溶岩)



3 一端が紫蘇輝石と斜長石になっている角閃石斑晶 (三瓶円頂丘溶岩, 男三瓶山頂南部)



※文献引用例

- 服部 仁・鹿野和彦・鈴木隆介・横山勝三・松浦浩久・佐藤博之(1983) 三瓶山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 168p.
- HATTORI, H., KANO, K., SUZUKI, T., YOKOYAMA, S., MATSUURA, H. and SATOH, H.(1983) *Geology of the Sambesan district*. Quadrangle Series, Scale 1: 50, 000, Geol. Surv. Japan, 168p. (in Japanese with English abstract, 7p.)

---

昭和58年3月14日印刷

昭和58年3月18日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

印刷者 田中重彌

印刷所 第一法規出版株式会社

---

©1983 Geological Survey of Japan